

ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
TUEBOR
CIRCUMSPICE



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Abhandlungen und Monatsberichte)

75. Band

1923

(Mit 2 Tafeln)

Berlin 1924

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A:* Abhandlung, *B:* Briefliche Mitteilung und *V:* Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.)

Druckfehlerberichtigung.

Monatsberichte Seite *2* Zeile 5 von unten und
Seite *3* Zeile 7 von oben
lies „*F. trilineatus*“ statt „*F. tristriatus*“.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1.—4. Heft. 75. Band. 1923.

Januar bis Dezember 1923.

(Hierzu Tafel I.)

Berlin 1923.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1924

Vorsitzender: Herr Krusch
Stellvertretende Vorsitzende: „ Pompeckj
„ Deecke-Freiburg i. Br.
Schatzmeister: „ Picard
Archivar: „ Dienst

Schriftführer: Herr Bärtling
„ Leuchs-München
„ Solger
„ Mestwerdt

Beirat für das Jahr 1924

Die Herren: Broili-München, Buxtorf-Basel, Cloos-Breslau, Erdmannsdörffer-Hannover, Fliegel-Berlin, Schumann-Grube Jlse, N.-L., Stremme-Danzig, Suess-Wien, Wegner-Münster.

Mitteilungen der Schriftleitung.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der A u t o r d i e K o s t e n s t e t s z u ü b e r n e h m e n.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen usw. an Herrn **Bergrat Prof. Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder und Adressenänderungen an Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen an Herrn **Bergrat Dr. Mestwerdt**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand** der **Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind gebührenfrei auf das Postscheckkonto von **Dr. E. Picard**, Schatzmeister der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin N 4 beim Postscheckamt Berlin NW 7 Nr. 38581 zu überweisen.

Aus dem Ausland sind die Beiträge an Herrn **Dr. E. Picard**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, einzusenden.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze[1].

Von Herrn ERNST FULDA in Berlin.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 5. April 1922.)

Der Salzgeologe ist mit seinen Beobachtungen fast ausschließlich auf die Aufschlüsse durch Bergbau und Tiefbohrungen angewiesen. Die Erforschung der deutschen Salzlagerstätten hat daher erst infolge der außerordentlichen Aufschlußtätigkeit in der Zeit von 1895 bis 1914 wesentliche Fortschritte gemacht und zwar besonders auf tektonischem Gebiete. Auf Grund eines umfangreichen Materials, wie es in den Archiven der Preußischen Geologischen Landesanstalt gesammelt vorliegt, ist es jetzt möglich, auch in stratigraphischer Beziehung ein vollständigeres Bild der Zechsteinformation zu entwerfen, das zu mannigfachen Schlüssen über die Entstehung der Salze und über die Paläogeographie der Zechsteinzeit berechtigt.

Die Entstehung der Salze, die den Oberen Zechstein zum größten Teil aufbauen, läßt sich nicht ohne eingehende Berücksichtigung ihres vom Mittleren und Unteren Zechstein gebildeten Fundaments verstehen. Der deutsche Zechstein soll daher in seinem stratigraphischen Aufbau als ein Ganzes betrachtet, aber gleichzeitig nach regionalen Unterschieden zergliedert werden.

Für die salzführenden Zechsteingebiete lassen sich drei verschiedene Schichtenfolgen unterscheiden, das Hauptprofil (für Nord- und Mitteldeutschland), das Hessisch-thüringische Profil und das Niederrheinprofil, von denen die

[1]) Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 1. März 1922.

beiden ersten in der beigefügten Übersicht mitgeteilt sind. Zusammenfassende Darstellungen des niederrheinischen Zechsteins, über den KRUSCH[2]), WUNSTORF und FLIEGEL[3]) wertvolle Angaben veröffentlicht haben, werden besser verschoben, bis die dortige Salzlagerstätte durch Bergwerke erschlossen sein wird.

Normalprofile der salzführenden deutschen Zechsteinschichtenfolgen.

		Profil des Hauptbeckens	Hessisch-thüringisches Profil
Oberer Zechstein	Jüngere Salzfolge	Obere Zechsteinletten . . . . 30 m Grenzanhydrit . . 1 m Oberes Jüngeres Steinsalz . 15—50 m Pegmatitanhydrit . 1 m Roter Salzton . . 15 m Mittleres Jüngeres Steinsalz . 10—50 m Jüngeres Kalilager 8 m Unteres Jüngeres Steinsalz . 60—100 m	Obere Letten . . 5 m
		Hauptanhydrit . . 50 m	Plattendolomit . . 25 m Untere Letten . . 30 m
		Grauer Salzton . . 8 m	Anhydrit, Salzton (zuweilen Steinsalzeinlagerungen) 40 m
	Ältere Salzfolge	Steinsalzdeckbank . 1 m	Oberes Älteres Steinsalz . . . . . 100 m
		Älteres Kalilager 6—40 m	Oberes Kalilager . 3 m
		Kieseritische Übergangsschichten 2—40 m	Mittleres Älteres Steinsalz . . . 60 m
		Älteres Steinsalz 40—500 m	Unteres Kalilager . 4 m
		Basalanhydrit . . 2 m	Unteres Älteres Steinsalz . . . 80 m
Mittlerer Zechstein		Stinkschiefer . . . 10 m Oberer Anhydrit . 20 m Ältestes Steinsalz . 6 m Unterer Anhydrit . 30 m	Anhydritknotenschiefer . . . 8 m

[2]) KRUSCH, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster. Diese Zeitschr. 1909, Bd. **61**.

[3]) WUNSTORF und FLIEGEL, Die Zechsteinsalze des niederrheinischen Tieflandes. „Glückauf" 1912, S. 89.

	Profil des Hauptbeckens	Hessisch-thüringisches Profil
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk (einschließl. Fäule u. Dachklotz) . . . 5 m Kupferschiefer . . 0,3 m Zechsteinkonglomerat 2 m	Zechsteinkalk . . 4 m Kupferschiefer . . 0,3 m Zechsteinkonglomerat 2 m

Das Jüngere Kalilager und das Mittlere Jüngere Steinsalz des Hauptprofils sind in ihrer Verbreitung auf die Umgebung der Stadt Hannover beschränkt. Auch sonst sind lokale Abweichungen von den angegebenen Profilen häufig. Z. B. kommt mehrfach ein weiteres geringmächtiges Kalilager unmittelbar unter dem Roten Salzton vor[1]. Die Mächtigkeitszahlen sind häufig nicht einwandsfrei zu ermitteln, da die tektonischen Verhältnisse meistens die ursprüngliche Mächtigkeit verschleiern. Aber auch rein stratigraphisch treten starke Schwankungen in den Salzmächtigkeiten auf.

Die salzfreien Zechsteinprofile, die durch Tiefbohrungen oder Oberflächenkartierung bekannt geworden sind, lassen sich nicht immer als Rückstandsschichtenfolgen erklären, die durch die Salzauslaugung aus den salzführenden Schichten entstanden sein könnten. In der Richtung auf die paläozoischen Gebirgskerne zu machen sich meistens Veränderungen in der ursprünglichen Ausbildung des Zechsteins bemerkbar. Durch Tiefbohrungen sind in Ostthüringen, am Süd- und Westharz und bei Osnabrück Anhydritlager von außerordentlicher Mächtigkeit (bis 500 m) nachgewiesen worden, die sich aus den Anhydriten des Salzprofils nicht ableiten lassen. Sie dürfen daher nicht als Auslaugungsrückstände aufgefaßt werden, sondern müssen als eine anhydritische Randfazies gedeutet werden, die Salze von vornherein nur in unbedeutender Menge enthielten. Die stratigraphische Stellung der auch untereinander sehr abweichenden Anhydritprofile läßt sich meistens nicht genauer festlegen. In einem Falle scheint die Hauptmasse des Anhydrits dem Mittleren Zechstein anzugehören, der von grauem Salzton und Hauptanhydrit des Oberen Zechsteins in normaler Mächtigkeit überlagert wird (Bohrung Wörmlitz bei Halle). In Ostthüringen (Dür-

[1]) Mitteilung von Herrn HARBORT.

renberg, Schladebach) und im nördlichen Vorlande des Thüringer Waldes scheint der Hauptanhydrit allmählich durch Plattendolomit ersetzt zu werden, der einen vorwiegend anhydritischen Mittleren Zechstein unmittelbar bedeckt. Im nördlichen Vorland des Thüringer Waldes enthält dieser Anhydrit des Mittleren Zechsteins ein Steinsalzlager von sehr wechselnder Mächtigkeit, dessen stratigraphische Stellung sich mit keinem der sonst bekannten Steinsalzlager in Übereinstimmung bringen läßt[5]).

Im Südharzgebiet entwickelt sich aus dem geringmächtigen Stinkschiefer ein Hauptdolomit von erheblich größerer Stärke. Auch die Anhydritmächtigkeiten des Oberen und Mittleren Zechsteins nehmen im allgemeinen zu. In der Bohrung Hochstedt fand man 200 m Gips des Oberen Zechsteins, 15 m Hauptdolomit und 260 m Anhydrit des Mittleren Zechsteins, darunter Unteren Zechstein in normaler Ausbildung. Dem Ergebnis dieser Bohrung entsprechen die außerordentlichen Gipsmächtigkeiten, die die Kartierung und der Steinbruchbetrieb am südwestlichen Harzrande erschlossen haben.

Auch in Hessen hat die Kartierung zumeist wesentlich größere Mächtigkeiten des Mittleren Zechsteins ergeben, als aus dem unter dem Salz allein vertretenen Anhydritknotenschiefer des Werraprofils hervorgehen könnten.

Mit Hilfe der vorstehenden stratigraphischen Studien läßt sich ein Bild von der Entstehung der deutschen Zechsteinsalze entwerfen, das teilweise an die Anschauungen früherer Autoren anknüpft, in einigen Punkten dagegen auf vollkommen neuer Grundlage beruht.

Vermutlich bestand zur Zeit des Oberrotliegenden innerhalb eines vorwiegend ariden Kontinents eine tiefe Senke, deren Oberfläche tief unter der Höhenlage des Meeresspiegels lag. Vielleicht bestand an der tiefsten Stelle der Senke, die, wie noch begründet werden soll, wahrscheinlich in der Umgebung von Hannover lag, ein Sumpfgebiet, von dessen organischem Leben die Erdölvorkommen von Wietze, Hänigsen und Ölheim möglicherweise abstammen[6]).

---

[5]) Persönliche Mitteilung von Herrn E. Zimmermann I.

[6]) Krais und Stoller vermuten die primäre Erdöllagerstätte in mesozoischen Schichten. Mir erscheinen die tiefsten Zechsteinschichten oder das Oberrotliegende als Herkunftsort des Erdöls wahrscheinlicher.

Die Zechsteinzeit setzte dann mit einer Katastrophe ein, die darin bestand, daß durch einen geologischen Vorgang, der hier nicht näher untersucht werden soll, eine Verbindung der Senke mit dem offenen Meer entstand. Eine plötzliche Überflutung war die Folge. Die hereinbrechenden Wassermassen wirbelten den in der Senke liegenden Verwitterungsschutt auf und lagerten die gröberen Bestandteile sehr bald wieder als Zechsteinkonglomerat ab. Der feine Detritus erhielt sich lange Zeit schwebend und wurde dann gemeinschaftlich mit Kalk und organischen Resten als bituminöser Kupferschiefer niedergeschlagen.

Die im Kupferschiefer erhaltenen organischen Bestandteile setzen sich anscheinend zusammen aus Landpflanzen, die vielleicht vor der Katastrophe auf dem Boden der Senke selbst gewachsen sind, und aus Plankton und Nekton, das mit den hereinbrechenden Fluten aus dem offenen Ozean eingewandert ist. Das Kupferschiefermeer fiel infolge geringer Süßwasserzuflüsse sehr bald der Versalzung anheim. In der sauerstoffarmen Tiefe mußte bald fast jedes organische Leben verschwinden. Der bituminöse Schiefer wurde daher von einem bitumenfreien Mergelkalk überlagert, der nur eine spärliche Fauna von besonders anspruchslosen Brachiopoden (*Camarophoria* in der Fäule von Mansfeld) in seinen untersten Bänken enthält. Nur in den besser durchlüfteten Seichtwasserschichten an der Küste und über Untiefen des Zechsteinmeeres konnte sich eine reichhaltigere Fauna bis in den Mittleren Zechstein hinein erhalten.

Das Zechsteinmeer bildete eine chemische Lösung mit den Kationen Ca, Mg, Na und K und den Anionen CO_3, SO_4 und Cl nebst einigen anderen Bestandteilen in geringer Menge. Die Zusammensetzung des aus dem Ozean stammenden Meerwassers mag zunächst der des heutigen Meeres ähnlich gewesen sein. Durch die Vernichtung des organischen Lebens im Zechsteinmeer wurden jedoch bald Veränderungen in der quantitativen Zusammensetzung der Lösungen verursacht. Aus dem sich zersetzenden Eiweiß entstanden Gase wie CH_4, CO_2, NH_3, H_2S und andere mehr, die zum Teil als Blasen aufsteigend in die Atmosphäre gelangten. Andererseits scheinen auch sehr viel SO_4-Jonen entstanden zu sein, die später die Bildung von Anhydrit in überreichlichem Maße ermöglichten. Die beständigeren organischen Verbindungen wurden als Bitumen im Kupferschiefer sedimentiert.

Die Eindampfung des Meeres erfolgte durch Verdunstung von Wasser innerhalb der den Sonnenstrahlen allein zugänglichen obersten Lösungsschichten. Es entstanden dort heiße schwere Lösungen, die zu Boden sinken mußten. Die dadurch bedingten ununterbrochenen Vertikalströmungen verursachten eine innige Durchmischung des Meerwassers. Nach den Beobachtungen an rezenten Salzseen müssen wir annehmen, daß das Zechsteinmeer aus einer annähernd homogenen Salzlösung bestand, deren Konzentration mit der Tiefe ein wenig zunahm bei gleichzeitig sehr geringer Abnahme der Temperatur. Nur das Oberflächenwasser selbst, von dem die Seichtwassergebiete ausschließlich bedeckt wurden, hatte solange eine wesentlich geringere Konzentration, als es vom offenen Ozean her dauernd durch frisch zuströmendes Meerwasser ergänzt wurde.

Die Lösungen im deutschen Zechsteinmeer hatten bereits eine ziemlich hohe Konzentration erreicht, als die Verbindung mit dem offenen Ocean verloren ging und das Zechsteinmeer dadurch zu einem Binnensee wurde. Im Gegensatz zu Ochsenius nehme ich an, daß dieses Ereignis bereits zur Zeit des Mittleren Zechsteins eintrat. Bei der nunmehr anhaltenden Eindampfung wurde das verdunstete Wasser nicht mehr durch frisch zuströmendes Meerwasser ersetzt. Die Flüssigkeitsmenge nahm ab und zog sich auf die tiefsten Teile des Beckens zurück, wobei alle ehemaligen Seichtwassergebiete landfest wurden.

Aus den Verschiedenheiten des stratigraphischen Aufbaues des Salzgebirges ist zu schließen, daß bei dem Rückzug der Lösungen mindestens drei getrennte Salzseen entstanden, das Hauptbecken in Mittel- und Norddeutschland, der Hessisch-thüringische und der Niederrheinische Salzsee. Da die Verschiedenheit bereits im Mittleren Zechstein einsetzt, ist anzunehmen, daß bereits zu dieser Zeit die Trennung in einzelne Salzseen stattgefunden hatte.

Während der Eindampfung gruppierten sich bestimmte Kationen und Anionen zu Salzen, deren Sättigungsgrenze nacheinander erreicht wurde. Bereits die Hauptmasse des Zechsteinkalkes ist wahrscheinlich nicht als organogenes sondern als präzipitiertes Gestein aufzufassen. Zurzeit des Mittleren Zechsteins folgten im Hauptbecken weiße Anhydrite mit dünnschichtigen oder flaserartigen Dolomitein-

lagerungen. Diese Anhydrite werden wegen ihrer schneeweißen Farbe in den von Bohrmeistern aufgestellten Schichtverzeichnissen zuweilen fälschlich als Gips bezeichnet. Dieser Irrtum hat LACHMANN und andere verleitet, ein ursprüngliches Gipsfundament des Älteren Steinsalzes anzunehmen. Tatsächlich kommt Gips außerhalb der posthumen Umwandlungen ausgesetzten Auslaugungszone im Mittleren Zechstein nicht vor, wie die Aufschlüsse des Mansfelder Kupferschieferbergbaus unterhalb der Salzschichten gezeigt haben.

Zur Zeit des Mittleren Zechsteins scheinen Schwankungen in der Konzentration der Lösungen des Hauptbeckens vorgekommen zu sein. Ungefähr in der Mitte des 50 m bis 60 m mächtigen Anhydrits liegt das geringmächtige Älteste Steinsalz, dessen außerordentlich grobkristalline Struktur eine Abscheidung in sehr ruhigem tiefen Wasser verrät. Dieses merkwürdige Salzlager bildet jedoch kein durchgehendes geschlossenes Schichtenglied, sondern scheint trotz weitreichender horizontaler Verbreitung aus lauter einzelnen linsenförmigen Salzkörpern von wenigen Quadratkilometern Ausdehnung zu bestehen. In den Schichtenverzeichnissen vieler Bohrungen fehlt es daher. Offenbar ist dieses Salzlager unmittelbar nach seiner Entstehung infolge einer vorübergehenden Abnahme der Konzentration streckenweise vom Zechsteinmeer sofort wieder aufgezehrt worden. Nur isolierte Salzflecken blieben erhalten.

Eine Unterbrechung des Konzentrationsvorgangs wird durch den Stinkschiefer am Ende der Mittleren Zechsteinzeit bekundet. Dieses zuweilen verkannte Gestein ist kein Rückstandsprodukt der Auslaugung wie die Rauchwacke und Asche, sondern ein widerstandsfähiger Mergelkalk (nach einer Einzelanalyse: 64% Kalk, 35% Ton, 0,6% Anhydrit, 0,1% Bitumen), der im frischen Zustand als kompaktes Gestein auftritt, an der Erdoberfläche dagegen zu einem dünnplattigen Schiefer verwittert. Dieses dem Unteren Zechstein petrographisch ähnliche Schichtenglied verdankt wahrscheinlich der Zufuhr von frischen Kalklösungen und von klastischem Material infolge einer neuen Überflutung seine Entstehung. Der Bitumengehalt beweist sogar den Einzug einer neuen, wenn auch spärlichen Fauna. In der Nähe von Eisleben wurde ein vereinzeltes Exemplar des *Platysomus gibbosus* in prachtvoller Erhaltung im Stinkschiefer

gefunden[7]). Der eigenartige Geruch, den der Stinkschiefer beim Anschlagen verbreitet, rührt wahrscheinlich nicht von Bitumen her, das ja in dem wesentlich bitumenreicheren Kupferschiefer vollkommen geruchlos ist, sondern von Schwefelkalzium, wie bereits in den Erläuterungen zu Blatt Frankenhausen u. a. vor vierzig Jahren mitgeteilt worden ist.

Das zur Zeit des Stinkschiefers wahrscheinlich vom offenen Meere her zugeflossene Wasser scheint nach kurzer Zeit wieder vollständig verdunstet zu sein. Über dem Stinkschiefer hat sich dann noch der 2 m mächtige Basalanhydrit abgeschieden, der petrographisch dem Anhydrit des Mittleren Zechsteins vollkommen gleicht. Dann war die Konzentration so weit fortgeschritten, daß sich das Ältere Steinsalz bilden konnte.

Dieses Gestein besteht aus einer ziemlich regelmäßigen Wechsellagerung von durchschnittlich 11 cm mächtigen Steinsalzschichten und 4 mm starken Anhydritstreifen, die bisher meist als „Jahresringe" bezeichnet und durch jährliche periodische Schwankungen der Entstehungsbedingungen erklärt wurden. Neuerdings werden sie als rhythmische Fällung aus periodisch übersättigter Lösung aufgefaßt[8]). Nach dieser Ansicht muß die Wechsellagerung beider Salze auch ohne Stoffzufuhr und ohne Temperaturschwankungen bei fortgesetzter Eindampfung aus unbewegter Lösung auskristallisieren.

Nachdem die Ca-Ionen nahezu vollständig durch die Anhydritbildung verbraucht waren, bildeten Polyhalit und Kieserit den sulfatischen Anteil der entstehenden Salzfolge, der auch weiterhin in rhythmischer Wechsellagerung mit den Chloriden auskristallisierte. Kurz vor der endgültigen Eindampfung traten die Na-Ionen zurück gegenüber den K- und Mg-Ionen, die sehr leicht lösliche Chloride bilden. Die Eindampfung selbst wurde vermutlich durch heiße, trockene Winde begünstigt, die auch sehr hygroskopischen Salzen die Feuchtigkeit zu entziehen vermögen.

Konzentrierte Laugen haben die Fähigkeit, Wärmestrahlen in hohem Maße zu absorbieren. Die Folge davon

---

[7]) Herr H. SCHRÖDER hat in liebenswürdiger Weise die Bestimmung dieses im Besitz des Herrn Abteilungsdirektors LUDWIG in Eisleben befindlichen Fischabdrucks auf meine Bitte hin ausgeführt.

[8]) Vgl. FULDA und RÖHLER, Rhythmische Fällungen im Zechsteinmeer. Zeitschr. „Kali" 1921. S. 108.

war, daß besonders gegen Ende der Salzabscheidung sich sehr hohe Temperaturen bilden konnten. Durch die Forschungen VAN'T HOFFS sind wir darüber unterrichtet, daß die in der Natur auftretenden Kali- und Magnesiasalze derartige Temperaturen zu ihrer Bildungszeit notwendig voraussetzen. LACHMANN, JÄNECKE und andere nehmen an, daß durch die Sonnenwärme allein diese Temperaturen nicht hätten erreicht werden können. Sie vermuten, daß die Salze nach Bedeckung durch jüngere Sedimente in eine tiefere geothermische Tiefenstufe geraten seien, unter deren Einfluß sie durch Umschmelzung aus Salzen, die sich bei tieferen Temperaturen ursprünglich gebildet hätten, entstanden wären.

Diese Theorie, die vom chemischen Standpunkt aus von JÄNECKE einwandfrei bis in alle Einzelheiten hinein entwickelt worden ist, läßt sich meines Erachtens auf die Geologie der Zechsteinsalze nicht anwenden. Die sehr verwickelten Umschmelzvorgänge sind im allgemeinen dadurch gekennzeichnet, daß bei Erhöhung der Temperatur Kristallwasser frei wird. Die Thermometamorphose besteht demnach darin, daß bei niedriger Temperatur entstandene kristallwasserreiche Salze durch kristallwasserarme ersetzt werden. Das freigewordene Wasser soll dabei vorwiegend mit gelöstem Chlormagnesium beladen in hangende Gebirgsschichten weggepreßt worden sein. Wäre dies der Fall gewesen, so müßte man im Jüngeren Steinsalz Korrosionserscheinungen infolge der Laugenwanderung erwarten, die tatsächlich nicht bekannt geworden sind. Auch die Struktur (Schichtung) der angeblich umgewandelten Kalimagnesiasalze selbst hätte bei der Umschmelzung verwischt werden müssen, wie es bei der posthumen Kainitbildung (Umschmelzung bei niedriger Temperatur unter Wasserzufuhr) tatsächlich der Fall ist. Gänzlich unhaltbar ist die Annahme, daß sogar das Anhydritfundament im Mittleren Zechstein ursprünglich aus Gips bestanden habe, der erst thermometamorph in Anhydrit übergegangen sei. Dabei würden so ungeheure Kristallwassermengen freigeworden sein, daß sie ohne weitgehende Zerstörungen in den hangenden Salzschichten niemals einen Ausweg in das Deckgebirge hätten finden können.

Meines Erachtens kann man die recht verwickelte Theorie der thermometamorphen Salzbildung ohne weiteres entbehren, wenn man sich vergegenwärtigt, welche außer-

ordentlichen Temperatursteigerungen konzentrierte Lösungen durch die Wärmeabsorption bei intensiver Sonnenbestrahlung erleiden.

Die chemische Forschung hat ergeben, daß nach Abscheidung des Carnallitlagers noch eine beträchtliche Menge Chlormagnesium übrig bleiben muß, die bei völliger Eindampfung zur Auskristallisation eines mächtigen Bischofitlagers führen würde. Dieses Endglied einer normalen Salzfolge ist jedoch nirgends bekannt geworden. Wir müssen deshalb annehmen, daß entweder die Kraft der Sonnenstrahlen nicht ausgereicht hat, um aus den letzten Chlormagnesiumlösungen das feste Bischofitlager zur Abscheidung zu bringen oder daß der Bischofit bald nach seiner Entstehung wieder aufgelöst worden ist.

Der Graue Salzton bekundet eine neue, wohl vom Meere ausgehende Überflutung, die klastische Sedimente und sogar eine Tiefseefauna mit sich brachte. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese neuen Wassermassen die eben erwähnten Chlormagnesiumlösungen in sich aufgenommen haben. Darüber hinaus scheint auch streckenweise das Chlormagnesium des Karnallits gelöst worden zu sein. Auf diese Weise mußten Hartsalze an Stelle der ursprünglichen Karnallite entstehen. Damit soll allerdings nicht behauptet werden, daß alle Hartsalzlager in dieser Weise entstanden sein müßten.

Über dem Grauen Salzton, der sich in genetischer Hinsicht mit dem Unteren Zechstein vergleichen läßt, folgt der dem Mittleren Zechstein entsprechende Hauptanhydrit. Er verdankt der Eindampfung einer Lösung seine Entstehung, deren Salzgehalt zur Zeit des Grauen Salztons so wenig konzentriert war, daß darin Lebewesen existieren konnten. Das darüberliegende Jüngere Steinsalz unterscheidet sich wesentlich von dem Älteren. Sein feineres Korn läßt auf eine unruhigere Kristallisation aus flacherem Wasser schließen. Die charakteristischen Anhydritstreifen finden sich nur in einzelnen Schichtpaketen. Andere bestehen aus fast chemisch reinem Chlornatrium von rotem oder schneeweißem Aussehen.

Im Gegensatz zum Älteren scheint das Jüngere Steinsalz keine Ausscheidung aus einer einheitlichen Lösung ohne Stoffzufuhr während der Eindampfung zu sein. Anscheinend haben Niederschläge, die sich in der benachbarten Wüste mit Eisenhydroxyd beladen hatten, randliche

Teile der Zechsteinsalze gelöst, sind dann nach dem Innern des Hauptbeckens abgeflossen und dort unter Zurücklassung rotgefärbter Salze wieder verdampft. Das Jüngere Steinsalz ist demnach teilweise als eine deszendente Bildung im Sinne EVERDINGS zu bezeichnen.

Gegen Ende der Zechsteinzeit scheint allmählich ein humideres Klima Platz gegriffen zu haben, unter dessen Einfluß sich die Überflutungen infolge von Wolkenbrüchen im benachbarten Wüstenland häuften. Wenigstens scheint der rotgefärbte Salzton zwischen dem Mittleren und Oberen Jüngeren Steinsalz ein vom Lande herstammendes Sediment zu sein, das besonders starken Regengüssen seine Entstehung verdankt.

Eine offenbar deszendente Bildung ist die in der Nähe von Hannover im Oberen Jüngeren Steinsalz auftretende Tonsalzbreccie. Sie besteht aus aufgearbeiteten, nach der Korngröße sedimentierten Brocken aus rotem Ton, die in eine Grundmasse von Steinsalz eingebettet sind. Anscheinend sind am Rande des Zechsteinbeckens Teile des eben gebildeten Roten Salztons und Jüngeren Steinsalzes durch die Erosion zerstört, nach der tiefgelegenen Mitte des Beckens verfrachtet und dort infolge von Eindunstung der Chlornatriumlösung wieder abgelagert worden.

Gegen Ende der Zechsteinzeit nahmen die Niederschläge derartig zu, daß eine Eindampfung der Salzlösungen nicht mehr möglich war. Die Zechsteinsenke wurde von einem flachen Seebecken eingenommen, in dem sich rote Tone absetzten, die die darunter liegenden Salze vor weiterer Auflösung schützten. Die Konzentration der Lösungen in dem Seebecken überschritt gelegentlich die Sättigungsgrenze des Anhydrits, der sich als unregelmäßig gestaltete Einlagerung innerhalb des Tons der Oberen Zechsteinletten vorfindet.

Mit Hilfe der bisher geschilderten Entstehungsweise lassen sich manche regionalen Unterschiede in der Ausbildung des Zechsteins erklären. In den flachsten Teilen des Zechsteinmeeres, die wahrscheinlich nur zur Zeit des Unteren Zechsteins, solange eine Verbindung mit dem offenen Meere bestand, dauernd von Wasser bedeckt waren, bildeten sich vorwiegend organogene Kalke, die als Bryozoenriffe bekannt sind. Durch sie werden Untiefen am Rande der sächsisch-böhmischen Masse (Gera, Pößneck), am Thüringer Wald (Liebenstein) und am Harz (Lauterberg)

gekennzeichnet. In den an diese Untiefen anschließenden etwas tiefer gelegenen Zonen des Zechsteinbeckens sind anscheinend besonders zur Zeit des Mittleren Zechsteins Anhydrite von außerordentlicher Mächtigkeit entstanden. Es ist nicht leicht, eine einwandfreie chemisch-geologische Erklärung für die Erscheinung zu finden, daß das Kalziumsulfat im Flachwasser offenbar in größerer Menge zur Abscheidung gekommen ist, als in der Tiefe. Die großen Dolomit- und Anhydritmassen der Randgebiete müssen offenbar gleichzeitig mit den gleichartigen Gesteinen des Mittleren Zechsteins und des Hauptanhydrits im Bereich der Beckentiefen entstanden sein, denn zur Entstehungszeit der Salze selbst waren ja die Beckenuntiefen nicht mehr von Lösungen bedeckt und konnten daher in dieser Zeit nicht der Schauplatz von Gesteinsbildungen sein. In Zeiten, in denen die Sättigungsgrenze des Anhydrits im ganzen Becken überschritten wurde, wurde also offenbar, auf die Flächeneinheit bezogen, im Flachwasser wesentlich mehr Kalziumsulfat abgeschieden als gleichzeitig im Tiefenwasser. Dasselbe gilt für die Entstehung der Karbonatgesteine zur Zeit der Stinkschieferüberflutung am Ende der Mittleren Zechsteinzeit. Im Bereich der Untiefen entstanden damals mächtige Ablagerungen des Hauptdolomits, die im Salzprofil nur durch die geringmächtigen Mergelkalke des Stinkschiefers vertreten werden.

Bemerkenswert ist, daß sich am Südharzrand westlich von Nordhausen an die Zone der großen Anhydritmassen ein Salzgebiet anschließt, das durch außerordentlich geringe Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes (etwa 50 m) ausgezeichnet ist. Östlich von Nordhausen scheinen dagegen die Steinsalzmassen zuzunehmen bei gleichzeitiger Abnahme des Anhydrits. Am Ostharzrand (Mansfelder Mulde) treten daher nur Gipsschichten zutage, die sich unter Berücksichtigung der Auslaugungsvorgänge als Bestandteile des normalen Salzprofils erklären lassen. Das Ostharzgebiet bildete offenbar zur Zechsteinzeit keine Untiefe. Vom Westharz aus scheint sich dagegen ein Flachwassergebiet bis zum Thüringer Wald, dem Richelsdorfer Gebirge und dem Kellerwald erstreckt zu haben. In diesem Gebiet mußte deshalb die Entstehung von Zechsteinsalzen ganz unterbleiben und in einem großen Teile der angrenzenden Thüringer Mulde konnte sich das Ältere Steinsalz nur in sehr geringer Mächtigkeit entwickeln.

Von dem über weite Gebiete Norddeutschlands ausgedehnten Hauptbecken scheinen sich demnach zwei große Buchten nach Süden zu erstreckt zu haben: die südhannoversche Bucht, deren Südspitze in der Gegend von Göttingen gelegen haben mag, und die thüringische Bucht. die einen großen Teil der Thüringer Mulde umfaßte und zwischen Harz und böhmisch-sächsischer Masse etwa in der Linie Hettstedt—Cönnern mit dem Hauptbecken in Verbindung stand. Der Westharz bildete anscheinend zur Zeit der Salzbildung eine vorgeschobene Halbinsel der rheinischen Masse zwischen den beiden Buchten des Hauptbeckens.

Gegen Ende des Unteren Jüngeren Steinsalzes hatten sich die Kalimagnesialaugen offenbar auf ein verhältnismäßig kleines Gebiet in der Umgebung von Hannover zurückgezogen. Dort scheint die tiefste Stelle der Zechsteinsenke gewesen zu sein, die durch das Verbreitungsgebiet des Jüngeren Kalilagers und anscheinend auch durch besonders große Mächtigkeiten des Älteren und der Jüngeren Steinsalzlager sowie durch das Vorkommen der Tonsalzbreccie im Oberen Jüngeren Steinsalz gekennzeichnet wird. Wie bereits erwähnt wurde, treten auch die hannoverschen Erdölvorkommen in diesem Gebiet auf.

Die vom Hauptbecken abgetrennten Salzseen am Niederrhein und südlich der Linie Kellerwald—Richelsdorfer Gebirge—Thüringer Wald haben sich einen eigenen stratigraphischen Aufbau der Salzschichten geschaffen. In beiden Gebieten ist die Anhydritbasis wesentlich schwächer entwickelt als im Bereich des Hauptbeckens. Im Hessisch-thüringischen Becken scheinen nach der ersten vollständigen Eindunstung, der das Untere Kalilager seine Entstehung verdankt, deszendente Bildungen eine wichtige Rolle gespielt zu haben. Randlich gelöste Salzmassen wurden anscheinend nach dem Beckentiefsten verfrachtet und veranlaßten dort die Entstehung des Mittleren Steinsalzes mit dem Oberen Kalilager und schließlich die des Oberen Steinsalzes. Ganz ähnliche Vorgänge scheinen auch zum Aufbau der niederrheinischen Salzschichten geführt zu haben.

Aus der Verbreitung der einzelnen Salzgesteine, deren Erkenntnis durch eine verwickelte Tektonik und durch mannigfache Auslaugungserscheinungen häufig erschwert wird, läßt sich auf diese Weise ein Bild entrollen, das für die Paläogeographie nicht ohne Bedeutung ist.

2. Zur Genese des deutschen Braunkohlen-tertiärs, besonders der mitteldeutschen Älteren Braunkohlenformation.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung der Gesellschaft am 7. Februar 1923.)

Von Herrn W. Weissermel in Berlin.

Braunkohlentertiär erfreut sich im allgemeinen keiner großen Beliebtheit bei den Geologen. Man kann wohl ohne Übertreibung sagen, daß es lange Zeit ein Stiefkind der geologischen Forschung gewesen ist. Nicht, daß es von Anfang an so gewesen wäre; aber nachdem eine ältere Generation grundlegender Forscher — ich nenne nur Beyrich, v. Koenen, Zaddach, Behrendt, Laspeyres, v. Fritsch, Credner — den verschiedenen Braunkohlenvorkommen ihre stratigraphische Stellung zugewiesen, wenn möglich auch eine Einzelgliederung durchgeführt hatten, erlahmte das Interesse an diesen fossilarmen und eintönigen Festlandsablagerungen. Das vielgestaltige Leben des Meeres mit seiner ewig wechselnden Geschichte einerseits, und die Wirkung der gebirgsbildenden Kräfte andererseits boten dankbarere Forschungsgebiete als diese festländischen Ablagerungen, die, aufgebaut aus immer den gleichen und doch in ermüdendem Wechsel immer wiederkehrenden Quarzsanden, Tonen und Braunkohlen, so gut wie fossilfrei waren und dadurch eine Bestimmung ihres Alters oder auch nur einen Vergleich untereinander aufs äußerste erschwerten oder unmöglich machten. Zwar waren die fossilführenden Festlandsablagerungen der Tertiärzeit dauernd Gegenstand der Forschung — es braucht nur an das Mainzer und an das kleine Steinheimer Becken erinnert zu werden —, aber das sind gerade diejenigen, die keine Braunkohlen führen. In diesen blieb fast nur die Frage der Kohlenentstehung Gegenstand der Erörterung. Aber auch sie wurde nur als Teil des ganzen Kohlenbildungsproblems, sozusagen als Anhangskapitel an die Entstehung der Steinkohle, behandelt. Als das Kleinsche Handbuch für den deutschen Braunkoh-

lenbergbau bei seinem ersten Erscheinen im Jahre 1907 den Versuch machte, eine übersichtliche Darstellung des ganzen deutschen Braunkohlentertiärs aus der Feder vieler Verfasser zu bringen, war daher zwar mancherlei ältere, aber wenig neue Literatur zu zitieren. Nur Beschreibungen einzelner Reviere von bergmännischer Seite lagen in einiger Zahl vor. Seitdem ist es wesentlich anders geworden, und das Interesse der Geologen hat sich in weitgehendem Maße diesen lange vernachlässigten Ablagerungen zugewandt. Eine schnell anwachsende Literatur gibt Zeugnis davon. Und es ist gut so, denn die geringe Beachtung des festländischen Tertiärs hatte sich schon in mancher Beziehung gerächt. Hätte man den Lagerungsverhältnissen der Älteren Braunkohlenformation in Sachsen und Thüringen mehr Beachtung geschenkt, so wäre die Entdeckung der mesozoischen Gebirgsbildung weniger überraschend gekommen, denn schon ein Blick auf eine Übersichtskarte (z. B. die EWALDsche Karte) zeigt, daß diese damals ins Unteroligocän gestellten Schichten diskordant über dem aufgerichteten Mesozoikum liegen, dessen ganze Tektonik glatt abschneiden. Wohl hatte v. FRITSCH dies klar erkannt und aufs deutlichste ausgesprochen[1]), aber dies war an Stellen geschehen, die dem Fachgeologen leicht entgehen, und tatsächlich sind diese überaus wichtigen Feststellungen lange fast unbeachtet geblieben. Außerdem hat sich herausgestellt, daß das Braunkohlentertiär keineswegs arm an Problemen ist, sondern uns mancherlei Rätsel aufgibt, von deren Lösung wir zum Teil auch heute noch ziemlich weit entfernt sind. Unter welchen Bedingungen sind die eintönigen und, wenn wir es recht überlegen, doch so auffälligen Sedimente entstanden und zur Ablagerung gelangt, die die Braunkohlen einschließen? Warum sind sie so vollkommen fossilfrei? Welcher Entstehung sind die Hohlformen, in denen sie liegen? Welchen Anteil haben die verschiedenen möglichen Arten der Kohlenentstehung — Autochthonie, Allochthonie, Umlagerung — an dem Aufbau der Braunkohlenflöze? Wie ist die große Mächtigkeit vieler Kohlenflöze möglich? Weshalb

---

[1]) Die Naturverhältnisse, insbesondere der geologische Bau der Gegend von Halle a. S., in: Die Stadt Halle 1891, Festschrift für die Mitglieder der 64. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte. 1891. — Weniger deutlich in: Die Tertiärformation Mitteldeutschlands, in: VOLLERT, Der Braunkohlenbergbau im Oberbergamtsbezirk Halle. 1889.

erlebt die Bildung von Kohlengesteinen, die sich durch die ganze Tertiärzeit hindurchzieht, zweimal, im mittleren Eocän und im Miocän, ein so plötzliches Anschwellen? Das alles sind Fragen, die Antwort heischen. Dazu kommt, daß die grundlegende Frage, die Altersfrage, auch noch lange nicht für alle Einzelvorkommen restlos gelöst ist.

Nachdem ich mehr als 20 Jahre, einerseits durch Kartiertätigkeit andererseits durch eine Vorlesung über Braunkohlengeologie, in bald enger, bald weitläufiger Berührung mit Braunkohlentertiär gestanden habe, eine große Zahl von Gruben besonders in der älteren Kohle gesehen und zum Teil lange Jahre hindurch beobachtet habe, glaube ich zur Lösung aller dieser Fragen einen Beitrag liefern zu sollen, wenn es sich dabei auch ergeben wird, daß die angeschnittenen Fragen noch keineswegs immer restlos geklärt, ja vielfach die Probleme mehr aufgezeigt als gelöst werden können.

Wenn wir dabei von der Älteren Braunkohlenformation, also derjenigen Sachsens, Thüringens und zum Teil Hessens, ausgehen wollen, so geschieht das teils aus dem persönlichen Grunde, weil ich von dieser am meisten eigene Beobachtungen bringen kann, mehr noch aber aus dem sachlichen Grunde, weil sie, auf beschränktem Raum mächtig entwickelt, alle Erscheinungen in konzentrierterer und daher klarerer Form darbietet als die weiter ausgedehnte jüngere Braunkohlenformation.

Vor der Erörterung der Entstehungsbedingungen müssen wir uns zunächst die petrographische Beschaffenheit, Lagerungsverhältnisse und Verbreitung dieser Schichten klarmachen, wobei sich Wiederholungen bekannter Tatsachen nicht vermeiden lassen.

Die A r t d e s A u f t r e t e n s können wir kennzeichnen mit den Worten: auf beschränktem Raum oft große Mächtigkeit. Ich verweise hierbei auf die in der neuesten, dritten Auflage des Kleinschen Braunkohlenhandbuchs gegebenen Kartenskizzen der wichtigeren Braunkohlenvorkommen. Die Grenzen, die in diesen Skizzen gegeben sind, beziehen sich auf bauwürdige Kohle; die Verbreitung der begleitenden mineralischen Sedimente ist im allgemeinen etwas größer, meist aber nicht sehr viel, so daß diese Grenzen im allgemeinen doch der Form der Ablagerungsbecken ziemlich gut entsprechen werden.

Ein größeres zusammenhängendes Kohlenfeld zieht sich von Halle aus östlich der Saale nach Süden über Zeitz bis

nach Altenburg, nach Osten bis Leipzig, um dort von jüngerem Tertiär überlagert zu werden. Nach Süden und Westen wird dieses große Ablagerungsbecken umrahmt von einem Kranze kleinerer, die sich besonders in der Richtung auf den Kyffhäuser fortsetzen, um an dessen Südrand ihr Ende zu finden. Bedeutend weiter westlich finden wir dann die Ältere Braunkohle wieder in einzelnen Vorkommen Hessens. Nach Nordwesten reiht sich eine Anzahl größerer Becken aneinander, von denen diejenigen von Köthen, Aschersleben-Nachterstedt, Egeln und Helmstedt die bedeutendsten sind. Mit dem letzteren endet die Ältere Braunkohle. Nach Nordosten taucht sie auf der ganzen Linie von Helmstedt bis Leipzig unter marinen Schichten des Unter-, später Mitteloligocäns unter, über denen sodann bei Bitterfeld und Leipzig die jüngere, miocäne Braunkohlenformation einsetzt.

Für die Becken außerhalb des großen Halle—Leipzig—Altenburger Kohlenfeldes gilt ganz besonders die Regel: beschränkte Ausdehnung, aber große Mächtigkeit. So erreicht im Geiseltal, dem bei weitem wichtigsten dieser Randbecken, die Kohle bei einer Ausdehnung von 13—14 km Länge und 3—4 km Breite bekanntlich eine Mächtigkeit von 95 m, das Gesamttertiär von mindestens 120—150 m. Im Oberröblinger Becken erreicht das Tertiär bei einer Ausdehnung von 10×3 km bis 100 m Mächtigkeit mit bis zu 26 m Kohle. Bei Nachterstedt erreicht es rund 100 m mit bis zu 53 m Kohle, bei höchstens 6 km Breite und 12 km Länge.

In den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Becken fehlt entweder das Tertiär überhaupt, oder es tritt in dünner Decke oder einzelnen Resten auf.

Die Sedimente, die diese Ablagerungsbecken erfüllen, sind bekanntlich — außer den Kohlen — ausschließlich Quarzsande und hellfarbige Tone sowie Übergangsglieder zwischen beiden. Nicht häufig werden die Sande zu Kiesen. Besonders fehlen Kalk und Eisen. Durch die gänzliche Abwesenheit von Metallsalzen und alkalischen Erden werden die Tone vielfach zu feuerfesten Tonen, einem so gesuchten Material, daß sie bei Halle sogar unterirdisch abgebaut werden. Eingelagert zwischen Sanden und Tonen treten die Braunkohlen in einem oder wenigen Flözen von bedeutender Mächtigkeit auf. So besitzt das einheitliche Flöz des Hauptkohlenfeldes eine Mächtigkeit von 12—22 m. Im

Oberröblinger Gebiet erreicht die Kohle in einem Flöz bis 26 m. Bei Nachterstedt besitzt sie durchschnittlich 40 m, erreicht ausnahmsweise bis 53 m Mächtigkeit, und im Geiseltal hat sie auf großen Flächen 30—50 m, erreicht aber stellenweise im östlichen Teil bis 93, im westlichen bis 95 m.

Die Beschaffenheit der Kohle könnte mit wenigen Worten gekennzeichnet werden, wenn wir eine zusammenfassende Terminologie dafür hätten; das ist aber leider nicht der Fall. Das Flöz, wo es mächtig ist, fängt fast überall mit großstückiger Kohle an, die der sächsische Bergmann als Knorpelkohle bezeichnet (entsprechend der niederrheinischen „Knabbenkohle"). Im Geiseltal erreicht diese liegende Knorpelschicht Mächtigkeiten von 6 m. Sie bricht hier in manchmal kubikmetergroßen Blöcken und erscheint massig wie ein Eruptivgestein. Die Hauptmasse der Kohle hat eine Beschaffenheit, die in der Literatur meist als „erdig" bezeichnet wird. Dieser Ausdruck, den ich leider in den ersten beiden Auflagen des KLEINschen Handbuchs selbst gebraucht habe, ist aber irreführend und muß beschränkt werden auf solche Kohle, die eine kleinkrümelige Beschaffenheit wie Gartenerde besitzt. Das trifft aber für die Hauptmasse durchaus nicht zu, sondern diese ist eine feste Kohle, die sich von den echten Knorpeln nur durch kleinstückige Beschaffenheit unterscheidet. Steht man vor einem Tagebaustoß solcher Kohle, so hat man ein Mosaikbild aus lauter eckigen, dicht aneinandergefügten festen Kohlenstückchen vor sich. Der Unterschied gegenüber der Knorpelkohle besteht nur in der größeren Zahl der Spalten und der daraus folgenden Kleinheit der Stücke. Man bezeichnet diese Kohle wohl am besten als kleinstückige oder kleinknorpelige. Wirklich erdige Kohle findet sich nicht selten als hangendste Schicht, bildet vielleicht — nach den Angaben der Literatur — manche der kleineren Randbecken. Sie ist in der Hauptsache wohl ein Ausdruck der Verwitterung. Stellenweise finden wir umgelagerte Kohle mit der bekannten, von POTONIÉ beschriebenen und abgebildeten konglomeratischen Struktur. Die Schichtung der Kohle durch helle Bänder kann sehr deutlich oder auch sehr undeutlich sein. Schwelkohlen finden sich in weiter Verbreitung schichtweise eingelagert. Meist sind sie durch hellere Farbe unterscheidbar, aber keineswegs immer. Es gibt Schwelkohlen (z. B. in Nachterstedt), die nur durch die Analyse von der Feuerkohle zu unterscheiden sind.

Lignite, d. h. Braunkohlenhölzer, sind, mit Ausnahme einiger Randbecken, durchweg selten, wenn auch ihre Zahl örtlich wechselt. Stehende Wurzelstöcke finden sich gelegentlich in allen Teilen des Flözes.

Die Kohle ist nach meinen Beobachtungen und nach der Literatur in ihrer großen Hauptmasse rein. Eigentümlich ist das Vorkommen kleiner Quarzgerölle, die in sonst absolut reiner, knorpeliger Kohle des Geiseltales[2]), und zwar in tiefen Teilen des Flözes, auftreten und die von REUTER[3]) auch aus dem südlichen Randbecken von Wetterscheid unweit Naumburg beschrieben werden.

Während wir sonst die Abwesenheit von Kalk als kennzeichnend für die ganze Ältere wie Jüngere Braunkohlenformation hervorhoben, müssen wir nun die Ausnahme hiervon feststellen, die in dem Auftreten der Anthrakonite oder Kohlenkalksteine in der Braunkohle selbst liegt. Nachdem diese lange als bezeichnende Erscheinung des Helmstedter Reviers bekannt waren, sind sie durch ZIERVOGEL[4]) bei Köthen, von SALZMANN[5]) im Geiseltal nachgewiesen, nach freundlicher Mitteilung des Herrn Bergreferendar WERNER HOFFMANN auch in einiger Verbreitung im Zeitz—Weißenfelser Revier festgestellt. Sie sind wohl überall auf den Eintritt kalkhaltiger Quellen in die Kohlenmoore und Ausfällung des Kalkes durch die Humussäuren zurückzuführen.

Ein anderes, sehr eigenartiges Vorkommen einer chemischen Ausscheidung fand ich im August 1919 in der Kohle des Geiseltales. Im Tagbau der Grube Leonhard bei Benndorf lag tief im Flöz, nicht weit über seiner liegendsten Bank, die aus einer an Pflanzenresten reichen harten dünnschichtigen Kohle besteht, eine kleine Quellkuppe von Kieseltuff. Das Gestein besitzt alle Eigenschaften eines feinröhrigen Kalktuffs, die lockere Beschaffenheit, den Reichtum an Pflanzenstengeln und Resten, nur daß das Ganze kein Kalk, sondern Kieselsäure ist, die alle

---

[2]) SALZMANN erwähnt sie zuerst von Lützkendorf. Ich fand sie außer dort auch bei Kayna und Frankleben.

[3]) Prüfungsarbeit im Archiv der Geologischen Landesanstalt.

[4]) Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 31 I. 1910, S. 37.

[5]) Das Braunkohlenvorkommen im Geiseltal, mit besonderer Berücksichtigung der Genesis. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 17. Berlin 1914.

Hohlräume mit kleinen glänzenden Kriställchen überkleidet. Kleine Hohlräume, die von einem kohligen Häutchen ausgekleidet werden, dürften auf Pflanzensamen zurückzuführen sein. Das Ganze bildete eine kleine Kuppe etwa von der Größe eines kleinen Zimmers und etwa 2—3 m Höhe. Außer den Pflanzenresten führt dieser Kieseltuff zahlreiche Abdrücke einer Schnecke, und zwar einer größeren *Planorbis*-art, die ich als *Planorbis pseudoammonius* v. SCHLOTH. bestimmte, eine Art, die nach ANDREÄ[6]) leitend für das Mittlere Eocän des Elsaß ist.

Herr Dr. WENZ, Frankfurt a. M., der eine Anzahl von Abdrücken der besten Stücke zu begutachten die Freundlichkeit hatte, schreibt mir, daß es sich zweifellos um *Planorbis (Planorbina) pseudoammonius* v. SCHLOTH. handelt, und zwar um den Typus der Art, und daß dieser auf die lutetische Stufe (Mitteleocän) beschränkt ist. Die ersten Konchylien der Älteren Braunkohle ergeben also eine Bestätigung des von H. SCHROEDER aus den Wirbeltierresten abgeleiteten Alters.

Wir haben in diesem kleinen interessanten Vorkommen sicher eine Quellbildung vor uns, und zwar dürfte diese ursprünglich ein Kalktuff gewesen sein, der später verkieselt ist. Die Bildung der kleinen Kuppe muß schnell vor sich gegangen sein. War sie gleich kieselig, so müßte sie wohl aus einer heißen Quelle entstanden sein. Daß in einer solchen so große Schnecken gelebt hätten, erscheint nicht sonderlich wahrscheinlich[7]).

Das Eintreten kieselsäurereichen Grundwassers in das Moor des Geiseltales wird weiter belegt durch das von SALZMANN beschriebene und von mir bestätigte Vorkommen von Knollensteinen im Flöz selbst, ferner von Verkieselungserscheinungen an den Hölzern. Bei letzteren treten Verkieselungen aber nur vereinzelt auf, und dann meist unvollkommen, unter Erhaltung eines Teiles der Holz-

---

[6]) Ein Beitrag zur Kenntnis des elsässischen Tertiärs. Abhandl. z. Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Bd. 2, H. 3, 1884, S. 36.

[7]) Herr Dr. WENZ schreibt mir darüber: „Solche verkieselten Süßwassertuffe kommen in tertiären Ablagerungen häufiger vor. Ich erinnere an die jüngeren Süßwasserquarzite von Muffendorf bei Bonn. Ähnliche Bildungen kennen wir aus dem Vogelsberg (Treis a. d. Lumda), wo ebenfalls ursprüngliche (obermiocäne) Süßwasserkalke mit Land- und Süßwasserschnecken verkieselt sind."

substanz, nicht etwa so wie bei Gröbers östlich von Halle, wo im Oberflöz ein bestimmter Horizont von total verkieselten Stubben und Stämmen erfüllt wird.

Eine höchst auffallende Eigenschaft der ganzen Braunkohlenformation, der älteren wie der jüngeren, ist ihre Fossilfreiheit. Pflanzenreste finden wir in den Tonen, der Braunkohle selbst und in den Knollensteinen. Aber niemals ist in den lockeren Sanden und in den Tonen auch nur das geringste tierische Fossil gefunden. Nur in den Knollensteinen fand sich als bis jetzt einziger Vertreter der Wirbellosen *Limulus Decheni* ZINKEN in mehreren Exemplaren[8]), ein unglückseliger Fossilfund, denn er veranlaßte oder bestärkte v. FRITSCH und LASPEYRES in der Auffassung, daß die ganze Braunkohlenformation marin sei. Neuerdings haben sich aber auch hierin die Verhältnisse etwas günstiger gestaltet. Die Funde von *Lophiodon*, die durch SALZMANN in der Kohle des Geiseltales gemacht und später auch aus dem Helmstedter Revier festgestellt wurden, bestätigten[9]) die zuerst durch v. LINSTOW[10]) verfochtene Deutung der Älteren Braunkohle als eocän. Undeutliche Reste von Schildkröten und von Schnecken fand SALZMANN gleichfalls in der Geiseltalkohle. v. SEIDLITZ[11]) beschrieb ein in Knollensteinen bei Camburg gefundenes Krokodil, und die ersten bestimmbaren Konchylien bildet der oben beschriebene Fund von *Planorbis pseudoammonius* aus der Kohle des Geiseltales.

Eine ganze Anzahl eigentümlicher Erscheinungen sehen wir also bei diesen binnenländischen Ablagerungen vereinigt: Zusammensetzung aus Quarz und Ton — den Endprodukten der Verwitterung —, Fehlen von Kalk und Eisen, darin — meist etwa in der Mitte — eine gewaltige

---

[8]) J. BÖHM, Über *Limulus Decheni*. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 26, 1905, S. 240.

[9]) H. SCHROEDER, Eocäne Säugetierreste aus Nord- und Mitteldeutschland. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 37 I, 1916, S. 164.

[10]) Beiträge zur Geologie von Anhalt. Festschrift für A. v. KOENEN. Stuttgart 1907. S. 19.

Schon v. FRITSCH (in: VOLLERT a. a. O. S. 22) nennt aus dem marinen Unteroligocän (Egelnschichten) „angeschwemmte Gebeine von *Lophiodon rhinocerodes* RÜT. und andere Säugetiere des Landes".

[11]) Über ein Krokodil aus den oligocänen Braunkohlenschichten von Camburg a. S. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 38 I, 1917, S. 347.

Kohlenbildung, das Ganze eingesenkt in Vertiefungen der alten Oberfläche, dazu ein überraschender Mangel an tierischen Fossilien.

Vergleichen wir nun die Ältere Kohle mit der Jüngeren, miocänen Braunkohlenformation, so bieten uns deren Gesteine das gleiche Bild: Quarzsand und Ton, Beseitigung von Kalk und Eisen, Fossilfreiheit[12]). Die Verwitterung des Materials ist nicht ganz so weit fortgeschritten; sind doch die Sande des Miocäns meist reich an Glimmer, der in der Älteren Braunkohlenformation nur eine sehr bescheidene Rolle spielt. Die Art des Auftretens zeigt die Erscheinungen der Älteren Braunkohle in wesentlich gemildertem Maße: die einzelnen Ablagerungsbecken sind flacher, die Kohlenmächtigkeit ist im allgemeinen geringer, mit Ausnahme des Niederrheingebiets, wo wir die überhaupt größte bekannte Kohlenmächtigkeit finden. Aber auch hier können wir einzelne Ablagerungsbecken unterscheiden, und grundsätzliche Unterschiede des Auftretens ergeben sich nicht.

Um nicht unvollständig zu sein, wollen wir noch auf die Sonderstellung hinweisen, die die oberbayerischen Molassekohlen und auch die kleinen eocänen und oligocänen Vorkommen des Elsaß gegenüber allen übrigen deutschen Braunkohlengebieten einnehmen, und die sich besonders in der reichen Beteiligung kalkiger Gesteine an ihrem Aufbau ausdrückt.

Was nun die genetische Erklärung dieser ganzen Ablagerungen anbetrifft, so müssen zunächst zwei Gedanken zurückgewiesen werden: 1. Der Gedanke, daß die heutige Verbreitung der Älteren Braunkohlenformation etwa tektonisch bedingt sei. Schon ein Blick auf die Kartenskizzen des Braunkohlenhandbuchs und die unregelmäßig gerundeten, nur sehr selten geradlinigen Begrenzungsformen zeigt, daß es sich bei diesen nicht um Verwerfungslinien handelt; und tatsächlich sind solche nur ganz ausnahmsweise als Grenzen des Eocäns nachgewiesen (so ist das Becken von Zscherben und Nietleben bei Halle gegen Muschelkalk abgesunken). Anders sind die Verhältnisse

---

[12]) Nur für die untermiocäne Hauptbraunkohlenformation Böhmens trifft das letztere nicht zu, da hier — außer den schon im Oberoligocän vorkommenden Wirbeltierresten — in Braunkohlensandsteinen, besonders im Liegenden des Flözes, neben Pflanzen auch Conchylien erhalten sind.

nur in Hessen, wo die Ältere Braunkohlenformation meist Störungen ihre Erhaltung ebenso wie ihre Begrenzung verdankt. 2. Ebenso ist abzulehnen der Gedanke, daß es sich um Reste einer einst zusammenhängenden Ablagerung aus einem einheitlichen Ablagerungsraum handeln könnte, von denen nur die tiefsten Teile erhalten wären. Dem widerspricht die Tatsache, daß Schichtenfolge und Fazies der verschiedenen Vorkommensgebiete untereinander wesentliche Verschiedenheiten zeigen. Die von LASPEYRES[13]) aufgestellte, in alle Lehrbücher übergegangene Gliederung der Halleschen Braunkohlenformation paßt eigentlich nur für die Gegend nördlich von Halle. Schon für die Ablagerungen östlich der Stadt erleidet sie Abänderungen. Das Zwischenmittel zwischen den beiden Hauptflözen besteht hier nicht aus reinen weißen Sanden, sondern größtenteils aus Tonen, daneben aus verschiedenartigen, bald groben, bald feinen, oft dunkelgefärbten Sanden; darin tritt ein Zwischenflöz auf. Für die Leipziger Gegend wurde die LASPEYRESsche Gliederung durch CREDNER[14]) modifiziert. In dem kleinen, aber reichen Becken südwestlich von Lützen treten drei Kohlenflöze auf. Im ganzen Zeitz—Weißenfels—Altenburger Revier dagegen ist im allgemeinen nur ein Flöz entwickelt; die unregelmäßig wechselnde Zusammensetzung der Hangend- und Liegendschichten entspricht nicht dem LASPEYRESschen Schema, und die kleineren Randbecken haben jedes seine besonderen Eigenheiten. Im Geiseltal sind bei Frankleben als liegendste Schichten nicht wie sonst nur Tone, sondern sogar Kiese erbohrt. Im Oberröblinger Revier liegt im östlichen Teile das Flöz unmittelbar auf Buntsandstein usw. Dazu kommt, daß in der Regel das Hauptflöz sich nach den Rändern durch Einschieben von Zwischenmitteln in mehrere zerschlägt, aufblättert, und dadurch anzeigt, das seine heutige Grenze mit der ursprünglichen Ablagerungsgrenze wenigstens annähernd zusammenfällt.

Wir haben es zweifellos mit ursprünglich getrennten Ablagerungsbecken zu tun, wenn auch deren Umfang im Einzelfall durch Denudation und Erosion später eingeschränkt sein kann. Betrachten wir die Höhenlage der Flöze im Raume zwischen Halle, Leipzig und

[13]) Geognostische Mitteilungen aus der Provinz Sachsen. Diese Zeitschr., Bd. **24,** 1872, S. 265.

[14]) Das Oligocän des Leipziger Kreises. Diese Zeitschr., Bd. **30,** 1878, S. 615.

Altenburg, so sehen wir dieselben gegen den Süd- und Südostrand erheblich ansteigen[15]). Es hat also ein Absinken der nördlich gelegenen Flächen stattgefunden. Die dadurch in höhere Lage gekommenen Teile südlich der heutigen Hauptkohlengrenze sind dabei späterer Abtragung ausgesetzt worden und ihr sicherlich zum großen Teil anheimgefallen, wie die bis an den Rand des Frankenwaldes verbreiteten Reste von Tertiär zeigen. Dabei dürften auch manche kleineren Braunkohlenbecken der Abtragung zum Opfer gefallen sein.

Diese Ablagerungsräume, in denen das Braunkohlentertiär hauptsächlich auftritt, bezeichnen wir als Becken. Auch von Wannen oder Rinnen kann man je nach der Form sprechen. Jedenfalls sollte der Geologe die in bergmännischen Kreisen gebräuchliche Bezeichnung „Braunkohlenmulden“ vermeiden, außer in den wenigen Fällen, wo es sich um wirkliche tektonische Mulden handelt. Eine scheinbare Berechtigung erhält der letztere Ausdruck dadurch, daß mächtige Kohlenflöze meist einen flach muldenförmigen Bau besitzen. Es handelt sich dabei aber meist nicht um eine tektonische Muldenbildung, sondern um eine Scheinmuldung, die durch ein Schwinden der Masse des Kohlenflözes bedingt ist. Der Inkohlungsprozeß bringt bekanntlich eine bedeutende Volumenverminderung der ursprünglichen Humusmasse mit sich; Glöckner[16]) hat das Verhältnis der Braunkohlenmasse zur ursprünglichen Humusmasse auf 1:2,5 berechnet. Denken wir uns eine beckenförmige Vertiefung durch eine Humusmasse ausgefüllt, die in der Mitte 125 m Mächtigkeit be-

---

[15]) Vgl. die Höhenschichtenkarten des Untergrundes bei Etzold: Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. Erläuterungen z. Geol. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1912, Taf. 2, und bei Tille: Die Braunkohlenformation im Herzogtum Sachsen-Altenburg und im südlichen Teil der Provinz Sachsen. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 21. Berlin 1915, Taf. 1—3.

[16]) Über den Setzungskoeffizienten der Braunkohle. Diese Zeitschr., Bd. **64**, 1912, S. 306.

Neuerdings hat P. Schulz (Ein Beitrag zur Setzungserscheinung der Braunkohle, „Braunkohle“ Bd. 19, Nr. 28, S. 345 u. 357) durch sorgfältige Untersuchungen in einer ganzen Reihe von Fällen sowohl aus der älteren als auch aus der jüngeren Kohle für einzelne Schichten einen Setzungskoeffizienten festgestellt, der zwischen 1,2 und 1,8 schwankt. Da er aber genaue Feststellungen nur in holzreichen Lagen machen konnte, diese aber relativ wenig schwinden, glaubt er für die Flöze im ganzen den Koeffizienten erheblich höher, sogar zu 3, veranschlagen zu müssen.

sitzt, so wird bei der Inkohlung die Mitte um 75 m gesenkt werden, der Senkungsbetrag nach den Rändern bis auf 0 abnehmen. Es wird also ohne tektonischen Vorgang eine gewisse Muldung eintreten. Natürlich ist diese Muldung nur bei sehr mächtigen Flözen zu erkennen; außerdem wird sie zum Teil dadurch ausgeglichen, daß der Volumenschwund schon während der Bildung des Flözes stattfindet und dessen Oberfläche das Bestreben hat sich wagerecht einzustellen. Da aber der größere Teil des Inkohlungsvorganges erst nach Abschluß der Humusbildung stattfindet, tritt diese Senkungsmuldung immerhin in die Erscheinung (vgl. z. B. die Profile von SALZMANN).

Genetisch nicht schwer zu erklären ist die Beschaffenheit der Sedimente. Es sind die Endprodukte einer hochgradigen Verwitterung, die wir in den Quarzsanden und Tonen vor uns haben, einer Verwitterung, die nicht nur den Kalk, sondern auch das Eisen so gut wie restlos beseitigt hat. Dies ist um so bemerkenswerter, als die Gesteine im Liegenden und in der Umgebung stets mindestens an einem dieser beiden Stoffe reich sind. Muschelkalk besitzt große Verbreitung neben oder auch unter der Braunkohlenformation, und die Gesteine des Buntsandsteins, sowie auch des Rotliegenden und des Karbons, sind nicht arm an Eisen, die des Unteren auch an Kalk. Es sind also Abtragungsprodukte eines tief und nachhaltig verwitterten Landes, wie das schon LASPEYRES und v. FRITSCH erkannten und später besonders WÜST[17]) und LANG[18]) näher ausgeführt haben[19]). Es ist nur die Frage: wann hat diese intensive Verwitterung stattgefunden? Sind hier Produkte einer älteren kumulativen Verwitterung zusammengeschwemmt, oder ist sie im wesentlichen altersgleich und ursächlich verbunden mit der Kohlenbildung?

Sehen wir uns einmal das landschaftliche Auftreten dieser Verwitterungsprodukte an. Die Landschaft, in der

---

[17]) Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorlande. Zentralbl. f. Min. 1907, S. 81.

Erdgeschichtliche Entwicklung unnd geologischer Bau, in: ULE, Heimatkunde des Saalekreises. Halle 1909, S. 387, besonders S. 459 u. 460.

[18]) Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Jahrb. d. Halleschen Verbandes z. Erforsch. d. mitteld. Bodenschätze, H. 2, 1920, S. 69.

[19]) Vgl. auch: STREMME, Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910, S. 337.

die Braunkohlenbecken eingesenkt sind, zeigt einen auffallend ebenen Charakter. Es ist eine **Fastebene**, und zwar eine, die auf die Widerstandsfähigkeit der sie aufbauenden Gesteine äußerst wenig Rücksicht nimmt, PHILIPPIS[20]) „präoligocäne", oder wie man jetzt sagen muß „prämitteleocäne Landoberfläche". Nirgends tritt dieser Charakter deutlicher in die Erscheinung als in der engeren Umgebung von Halle, wo spätere Denudation diese alte Landoberfläche in weiten Flächen wieder freigelegt oder wenigstens erkennbar gemacht hat. Hier ist sie selbstverständlich auch schon durch v. FRITSCH erkannt, leider, wie gesagt, nur an sehr versteckter Stelle bekannt gegeben worden. Über die weichen Gesteine des Buntsandsteins, den härteren Muschelkalk, den Zechstein, die Sedimente des Rotliegenden und endlich die harten Porphyre geht diese Fastebene und mit ihr das auf ihr liegende Tertiär ebenso hinweg wie über die gewaltige Hallesche Störung, deren Senkungsbetrag E. ZIMMERMANN I auf 1300 m berechnet hat[21]). Kaum daß die harten Porphyre des Rotliegenden als Härtlinge sich ein wenig herausheben. In dieser alten Fastebene sind nun **alle Gesteine aufs nachhaltigste verwittert**, wie das schon v. FRITSCH, WÜST, SIEGERT und WEISSERMEL, STREMME, für Thüringen PHILIPPI und A. EBERT geschildert haben. Die gleichen Verhältnisse haben aus dem Rheinischen Schiefergebirge besonders FLIEGEL[22]) und AHLBURG[23]) beschrieben. Sandsteine und Letten des Buntsandsteins und des Rotliegenden, die Porphyre, ja sogar der Muschelkalk sind in wenig unterscheidbare kalkfreie, bleiche Tone verwandelt, die nur auf Muschelkalk dunkler werden, und die höchste Steigerung dieser Vertonung bilden die Kaolinbildungen auf dem Porphyr. Nach oben nehmen

---

[20]) Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen Diese Zeitschr., Bd. **62,** 1910, S. 305.

[21]) Diese Zeitschr., Bd. **74,** 1922, S. *71.* — Diese Zahl stellt nur einen Mindestwert dar. Sie ist gewonnen aus einem Vergleich der Höhenlage des Zechsteinkalks einerseits im Bohrloch Zscherben III, andererseits auf dem Markt in Halle. Der letztere befindet sich aber auch schon in gesenkter Lage. Weiter nördlich, wo heute die Halleschen Porphyre die Oberfläche bilden, hat er wesentlich höher gelegen.

[22]) Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaërische Abtragung. Diese Zeitschr., Bd. **65,** 1913. S. *387.*

[23]) Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 36 I, 1915, S. 269.

diese Verwitterungstone ohne jede scharfe Grenze den Charakter richtiger Tertiärtone an, wie das grade jetzt in zahlreichen Aufschlüssen trefflich zu beobachten ist. Es seien hier nur ein paar besonders schöne Beispiele angeführt. In einer Ziegeleigrube am Kaliwerk Wansleben zwischen Halle und Eisleben wurde um 1910 echter tertiärer Kapselton gewonnen. Nach unten ging er in einen mehr grauen Ton über. der feinsandige glimmerige Streifen führt. Noch weiter nach unten wurden diese fester, und ihre Schichtfugen zeigten sich bedeckt mit Estherien, ein Beweis, daß wir es hier mit verwittertem Unteren Buntsandstein zu tun haben, der tatsächlich in der Tiefe folgt. Ein nicht weniger klares Beispiel bietet eine Ziegeleigrube bei Aschersleben. Hier werden lebhaft rote Tone des Mittleren Buntsandsteins ausgebeutet. Nach oben hin werden sie ausgebleicht. In der entfärbten Rinde findet man noch Kerne der ursprünglichen roten Farbe. Dann verschwinden diese, die Farbe wird noch heller, schließlich rein weiß, und dann zeigt ein Horizont voller verkohlter Wurzeln, ein „Röhrichtboden", an, daß wir ohne jede Grenze ins Tertiär gekommen sind. Es folgt darüber aber kein Flöz, sondern weiter derselbe Ton, später Sand mit Knollensteinen.

Wie für unser Gebiet besonders durch Lang betont. ist es ein feuchtes und warmes Klima, das derartige Verwitterungsprodukte erzeugt, wie wir sie in dieser alten Verwitterungsrinde und ebenso in den Quarzsanden und Tonen der Braunkohlenformation vor uns haben. Das Material wenigstens der Sande und Kiese kann keine weiten Wege zurückgelegt haben, wie sich vielfach nachweisen läßt. In der Umgebung der Halleschen Porphyre finden sich nach v. Fritsch und Laspeyres in den Kiesen einzelne Porphyrgerölle, die sonst fehlen. Kristallsande aus scharfkantigen Quarzdihexaëdern treten gleichfalls in der Umgebung der Porphyre auf. Bei Dörstewitz unweit Merseburg[24]) finden sich in tertiärem Kies über der Braunkohle Buntsandsteingerölle, die sicher keinen weiten Transport durchgemacht haben, schichtweise auch Muschelkalk, der sonst gänzlich fehlt und deshalb hier sicher auch nicht weit her ist. Für die miocäne Braunkohlenformation sind gleiche Verhältnisse lange bekannt, nämlich das Vorkommen von Feldspat in

---

[24]) Weissermel, Erläuterungen zu Blatt Merseburg-West, S. 12.

der allerdings ziemlich weit gefaßten Umgebung der Lausitzer Granite, sein Fehlen weiter nördlich.

STREMME[25]) und LANG[26]) haben auf die Bedeutung von Moorwässern für diesen Verwitterungsvorgang aufmerksam gemacht. Ersterer Forscher sieht in den Abwässern der Braunkohlenmoore die Entstehungsursache der meisten Kaoline[27]) und verlangt, wenn nicht die Auflagerung, so doch die Nachbarschaft von Braunkohlen für die Kaolinbildung. Hierin dürfte er nun doch wohl zu weit gehen. Die Bildung der Halleschen Kaoline stellt sich, wie gesagt, als höchster Grad der Vertonung, d. h. Kaolinisierung des Porphyrs und der anderen Gesteine dar, und diese geht regional über die ganze alte Landoberfläche weg, während die Braunkohlen nur in beschränkten Senken entstanden sind. Immerhin kann die Ursache dieser regionalen Vertonung und sonstigen Zersetzung, wie auch LANG überzeugend ausführt, nur auf den Einfluß der Sickerwässer zurückgeführt werden, die aus humusreichem Urwaldboden kamen, und zwar ist nach LANG in den Humussäuren (Humussolen) das wirksame Agens zu suchen (a. a. O. S. 89—91).

Auf die lösende Kraft des humusreichen Urwaldwassers haben wir jedenfalls auch die so auffallende Fossilfreiheit der Sedimente zurückzuführen, eine Eigenschaft, die sonst gar nicht zu erklären wäre. Daß die Flüsse und Seen hier ohne Leben gewesen wären, wird niemand annehmen. Wo der stattliche *Limulus* lebte, war sicher kein armes Tierleben; Schildkröten und Krokodile setzen Nahrungstiere voraus; Schnecken sind festgestellt. Warum findet man nichts von den Schalen der Konchylien, die doch in allen Meeressanden der Tertiärzeit tadellos erhalten sind? Man könnte annehmen, daß in den kalkarmen Gewässern dieses tief entkalkten Landes nur dünnschalige Mollusken gelebt hätten, deren zarte Schalen später leicht der Auflösung anheimgefallen wären. Aber warum findet man in

---

[25]) Über die Beziehungen einiger Kaolinlager zur Braunkohle. Neues Jahrb. f. Min., 1909, II, S. 91.

[26]) a. a. O., Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Jahrb. d. Halleschen Verbandes, H. 2, 1920, S. 65.

[27]) Daß Kaolinisierung auch durch einen Kohlensäuerling stattfinden kann, wie GAGEL und STREMME nachgewiesen haben (Über einen Fall von Kaolinbildung im Granit durch einen kalten Säuerling. Zentralbl. f. Min., 1909, S. 427) widerspricht dem nicht, da in beiden Fällen Kohlensäure ein Hauptagens ist.

den Tonen keinerlei Abdrücke von ihnen? Warum sind in den Knollensteinen zwar die viel zarteren Pflanzenreste gut erhalten, aber niemals eine Molluskenschale? Sie sind schon vor der Bildung der Knollensteine durch die Humussäure der Urwaldwässer aufgelöst, während die Pflanzenreste und die Chitinpanzer des *Limulus* diesen widerstanden.

Wir haben uns also die alttertiäre Fastebene bei feuchtwarmem Klima von dichtem Urwald bedeckt zu denken, und die Produkte der tiefgründigen Verwitterung, die dieser schuf, erfuhren durch Flüsse eine teilweise Umlagerung von den höheren zu den tieferen Teilen. Erstere müssen vorhanden gewesen sein, denn wo wären sonst die Massen umgelagerter sandiger und auch toniger Produkte hergekommen, die heute in den Braunkohlenbecken liegen? Das Maximum der Einebnung bestand also nicht vor, sondern erst nach der Braunkohlenzeit, worauf neuerdings besonders R. LEHMANN[28]) treffend hingewiesen hat.

Nachdem eine gewisse Aufhöhung des Bodens der Niederungen stattgefunden hatte, begann in diesen eine intensive Kohlenbildung. Welcher Art war diese? Es kann meines Erachtens keinem Zweifel unterliegen, daß die große Masse der älteren Braunkohle autochthon ist. Die feste, knorpelige Beschaffenheit, die absolute Reinheit, das Vorkommen von, wenn auch vereinzelten, stehenden Wurzelstöcken, die häufige Verzapfung des Flözes mit seiner Unterlage durch Wurzelwerk sind vollgültige Beweise dafür. Beweise für Allochthonie sind mir aus der älteren Braunkohle bis jetzt überhaupt nicht bekannt geworden. Nur in einigen kleinen Randbecken mag sie vielleicht eine Rolle spielen. Wenn TILLE[29]) das Zeitz--Altenburger Kohlenflöz allochthon entstehen läßt, so ist das alsbald treffend durch RÄFLER[30]) zurückgewiesen worden.

Was die Terminologie der Kohlenentstehung betrifft, so erscheint es dringend wünschenswert, die POTONIÉschen Bezeichnungen „primär allochthon“ und „sekundär-allochthon“ zu beseitigen, den Begriff allochthon auf die erstere Kategorie zu beschränken und die zweite einfach „umge-

---

[28]) Das Diluvium des unteren Unstruttals. Jahrb. d. Halleschen Verbandes, Bd. **3**, Lief. 3, S. 92.

[29]) a. a. O.

[30]) Gegen die Bodenfremdheit der sächsisch-thüringischen Braunkohlenlagerstätten. „Braunkohle“, Bd. **19**, 1920. S. 1.

lagerte Kohle" zu nennen. So verdienstlich die Nomenklatur POTONIÉs auch ist, hier hat er keine glückliche Hand gehabt. Abgesehen von der Schwerfälligkeit der beiden Ausdrücke, sind sie auch sachlich nicht begründet. Autochthone und allochthone Kohle sind gleichwertige Begriffe, die „sekundär allochthone", d. h. umgelagerte Kohle ist etwas ganz anderes, ein Umlagerungsprodukt, und sollte mit den ersteren beiden Gruppen auch sprachlich nicht zusammengebracht werden.

Umgelagerte Kohle kommt vielfach vor, spielt aber wohl immer eine untergeordnete Rolle. Ihre Häufigkeit und Bedeutung ist von POTONIÉ früher erheblich überschätzt[31]), ihre Bewertung aber später von ihm selbst eingeschränkt worden. Bemerkt sei, daß umgelagerte und autochthone Kohle wechsellagern können. So beobachtete ich im Jahre 1913 im Tagebau der Beunaer Kohlenwerke im Geiseltal im tieferen Teil des Unterflözes typische umgelagerte Kohle eingeschaltet in autochthoner Knorpelkohle. Das Vorkommen muß beschränkt gewesen sein, denn im Jahre 1919 konnte ich es nicht wiederfinden. Das Kohlenbecken des Geiseltales ist also von einem Bach oder Fluß durchzogen worden, der örtlich die Kohle umlagerte. Dieser Bachlauf scheint sich lange erhalten zu haben, denn SALZMANN hat ihn auf der Oberfläche desselben Unterflözes in Beuna als Rinne beobachtet und abgebildet (Tafel 10). In ihm lebten wohl auch die Schildkröten und Schnecken, deren Abdrücke SALZMANN grade an solchen Stellen fand, wo kleine rinnenförmige Diskordanzen im Flöz einen Wasserlauf anzeigen.

Nach ETZOLD[32]) wäre das Oberflöz bei Leipzig umgelagert. Ohne diese Auffassung bestreiten zu wollen, da ich die Leipziger Aufschlüsse nicht kenne, möchte ich darauf hinweisen, daß es nicht immer leicht ist, umgelagerte Kohle von primärer, aber verwitterter zu unterscheiden. Oberflächliche Zersetzung, d. h. in der Hauptsache Oxydation, macht die Kohle mürbe, gibt ihr die echte erdige Struktur. Aber die Zersetzung braucht nicht die ganze Masse gleichmäßig zu erfassen, sondern sie kann, wie jede Verwitterung, von Spalten ausgehen, und so, wenn noch

---

[31]) Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 19 I, 1908. S. 539.

[32]) a. a. O.

nicht abgeschlossen, feste Kohlenbrocken in einer mürben Grundmasse schaffen und dadurch eine pseudokonglomeratische Struktur erzeugen. Ich habe wiederholt lange vor Kohlenstößen gestanden, ohne entscheiden zu können, was von beiden vorliegt, so im Oberflöz der Grube Bruckdorf östlich von Halle und in der Grube Otto bei Körbisdorf im Geiseltal.

Auf den Einfluß einer von durchlässigem Deckgebirge aus eindringenden Verwitterung hat RÄFLER[33]) hingewiesen, und meine Beobachtungen entsprechen dem insofern, als die Kohle überall dort, wo sie unmittelbar von diluvialen Flußschottern überlagert wird (Unstrutschotter im Geiseltal bei Körbisdorf, Saalehauptterrasse bei Bruckdorf) eine mürbe Beschaffenheit zeigt.

Was die Unterscheidung von autochthoner und allochthoner Kohle betrifft, so ist meines Erachtens schon die völlige Reinheit eines mächtigen und ausgedehnten Flözes genügender Beweis für Autochthonie. OCHSENIUS[34]) hat gezeigt, daß und wie reine Kohlenflöze auf allochthonem Wege entstehen können, aber die Bedingungen, die er dazu annimmt — Abschluß eines Altlaufes oder Sees vom Fluß durch eine Barre — werden selten von langer Dauer sein. Hochwasser wird über die Barre gelegentlich mineralisches Material bringen. Die gedrifteten Bäume werden an ihren Wurzeln etwas Sand oder Ton mitbringen; gewisse Verunreinigungen werden sich wenigstens nicht auf die Dauer ausschließen lassen. So finden wir denn tatsächlich dort, wo die zerhäckselte Beschaffenheit des Pflanzenmaterials und die sonstigen Verhältnisse des Flözes uns zur Annahme von Allochthonie drängen, wie in der Oberlausitz und am Sudetenrande[35]), stets mehr oder weniger Verunreinigungen in der Kohle.

Zu dieser Auffassung im Widerspruch steht nun anscheinend das oben erwähnte Vorkommen vereinzelter Quarzgerölle in der festen Knorpelkohle des Geiseltales und bei

---

[33]) Die Entstehung der Braunkohlen zwischen Altenburg und Weißenfels. Dissertation. Jena 1911, und „Braunkohle", Bd. **14**, 1912/13, S. 49 ff.

[34]) Die Bildung der Kohlenflöze. Diese Zeitschr., Bd. **44**, 1892, S. 84.

[35]) KRÄUSEL, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 38 II, 1917, besonders S. 318. — Derselbe, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens II. Braunkohlenhölzer. Ebenda, Bd. 39 I, 1918, besonders S. 460.

Wetterscheid. Wie kommen die einzelnen Steinchen in eine Kohle, die sonst alle Anzeichen der Autochthonie aufweist? Ich kann mir nur denken, daß sie durch Tiere hineinverschleppt sind. Viele Hühnervögel verschlucken heute Steinchen, die im Magen die harte Pflanzennahrung zerkleinern helfen. Ähnliche biologische Verhältnisse können vielleicht diese einzelnen Gerölle in autochthoner Kohle erklären.

Was nun die Beschaffenheit der Kohlenmoore betrifft, so weist für die miocäne Kohle der Reichtum an Holz ihnen bekanntlich den Charakter von Waldmooren zu, und nach dem Vorgang von POTONIÉ sah man ihre Vorbilder immer in den nordamerikanischen Zypressenswamps. Durch die neueren paläobotanischen Forschungen von GOTHAN[36]) und von KRÄUSEL[37]) hat sich nun dieses Bild etwas verschoben, denn es hat sich herausgestellt, daß nicht *Taxodium distichum* allein der Braunkohlenbildner ist, sondern daß mindestens ebenso großen Anteil *Sequoia* hat, daß man sich ferner diese Moore nicht gar zu naß vorstellen darf, und weiteren Ergebnissen dieser Forschungen dürfen wir mit Interesse entgegensehen. Wir wollen aber dabei nicht vergessen, daß der Vorgang der Inkohlung immer Luftabschluß, also zunächst Wasserbedeckung voraussetzt. Wenn also auch der Boden der Kohlenmoore nicht unter Wasser gestanden hat, so muß doch die Humusmasse selbst zum mindesten von Wasser durchtränkt gewesen sein, im Grundwasser gelegen haben, denn sonst hätte sie sich zersetzt und wäre nicht inkohlt worden.

Einen schönen Beweis für die Urwaldnatur der jüngeren Braunkohlenzeit gibt die Fauna der obermiocänen Kohle von Steiermark. Aus der Kohle selbst beschrieb A. HOFFMANN[38]) eine reiche Urwaldfauna: nicht weniger als sieben Hirsche, mehrere Schweine, Nager, Raubtiere, und als Waldtier ersten Ranges einen Gibbon (*Hylobates*).

ETZOLD glaubte in dem Hauptkohlenflöz der Leipziger Gegend das Profil eines heutigen Hochmoores wiederzuerkennen: Im Liegenden einen Sapropel, darüber Niede-

---

[36]) Neues von den Braunkohlenmooren der Niederlausitz. „Braunkohle" 1921, Nr. 47, S. 581.

[37]) Paläobotanische Notizen. Senkenbergiana, Bd. 2, H. 1. 1920 III. Über die Lignite von Senftenberg, S. 208.

[38]) Die Fauna von Göriach. Abhandl. d. K.K. Geol. Reichsanstalt, Bd. 15, H. 6. 1893.

rungs- und Hochmoortorf. GOTHAN[39]) hat dem widersprochen und zunächst nachgewiesen, daß der angebliche Sapropel ein echtes Humusgestein ist. Aber auch die Annahme eines Hochmoores ist meines Erachtens unzutreffend. In der ganzen älteren Braunkohle, die ich kenne, findet man starke Lignite, auch Wurzelstöcke, wenn auch vereinzelt, in allen Teilen des Flözes, und das Wachstum stattlicher Bäume ist doch wohl mit Hochmoorcharakter nicht vereinbar.

Die Entstehung der Jüngeren und der Älteren Braunkohle wird immer einheitlich behandelt. Nun ist aber, was noch wenig bekannt ist, die Zusammensetzung eine wesentlich verschiedene, insofern, als die ältere nach meinen Beobachtungen und der Literatur niemals den außerordentlichen Holzreichtum zeigt, wie er für die jüngere die Regel ist, wie ihn besonders das Senftenberger Revier, nach FLIEGEL aber auch das Niederrheinische, zeigt. Wohl kommen Lignite in der älteren überall vor, aber immer verhältnismäßig spärlich. In manchen Gruben muß man lange suchen, bis man ein Holz findet[40]). Es deutet das auf eine anders geartete Vegetation als die der miocänen Kohle, was bei dem Unterschied des Alters und des Klimas ja auch nicht verwunderlich ist. Der Grund für die Seltenheit der Hölzer in der älteren Kohle kann ein doppelter sein: Entweder kann die Kohle aus einer anderen, niedrigeren Vegetation hervorgegangen sein, in der nur vereinzelte höhere Bäume eingesprengt waren, oder es sind nur die härteren, widerstandsfähigeren Hölzer, also besonders die harzreichen Nadelhölzer, erhalten geblieben. die anderen wurden zersetzt und gingen in der Kohlenmasse auf[41]). Die letztere Annahme erscheint mir nicht unwahrscheinlich. Ist doch das Holz der schnell wachsenden Tropenbäume vielfach weich und schwammig, so daß z. B., wie mir von ortskundiger Seite mitgeteilt wurde, auf den waldreichen Samoainseln Bauholz eingeführt werden muß, weil die einheimischen Hölzer nicht zu gebrauchen sind.

---

[39]) Neue Arten der Braunkohlenuntersuchung II. „Braunkohle" 1922, Nr. 47.

[40]) Innerhalb desselben Kohlenbeckens können nicht unerhebliche Unterschiede vorhanden sein. So ist im Geiseltal die Häufigkeit der Lignite in den einzelnen Gruben recht verschieden.

[41]) POTONIÉ weist schon auf die Auslese hin, die die Erhaltungsfähigkeit zugunsten der harzreichen Nadelhölzer trifft, ebenso GOTHAN (a. a. O., „Braunkohle" 1922, Nr. 47).

Zu erklären bleibt noch die große Mächtigkeit der Kohle. Bedenken wir, daß im Halle—Leipzig—Altenburger Kohlenfeld das Hauptflöz 11—22, bei Nachterstedt bis über 50 m, im Geiseltal bis 95 m erreicht und multiplizieren wir diese Zahlen mit dem GLÖCKNERschen Index von 2,5, so erhalten wir Mächtigkeiten von 30—55, 125, 225 m ursprünglicher Humusmasse. Da eine Vermoorung so tiefer Wasserbecken ausgeschlossen ist, nimmt man zur Erklärung dieses gewaltigen Wachstums der Humusmasse ganz allgemein ein Sinken des Untergrundes während der Dauer der Kohlenbildung an. Maßgebend für diese Annahme sind wohl die Verhältnisse am Niederrhein gewesen, wo das über 100 m erreichende Kohlenflöz nachweislich auf einer zwischen Verwerfungsspalten eingesenkten Scholle liegt. Für dieses ist diese Erklärung wohl auch die natürlichste. Für unsere mitteldeutschen Kohlen, und zwar für die älteren wie für die jüngeren, ist sie aber meines Erachtens unmöglich. Daß es sich nicht um tektonische Senken handeln kann, zeigt schon die oft gerundete oder lappige Umgrenzung der Kohlenfelder. In einzelnen Fällen läßt sich das auch direkt nachweisen. So liegt das zweitmächtigste Kohlenflöz, dasjenige von Nachterstedt, zweifellos nicht auf einer eingebrochenen Scholle. Im Geiseltal sind unter dem Tertiär Röt und Mittlerer Buntsandstein erbohrt, also die Formationen, die man ohne Verwerfung erwarten muß.

Um aus diesem Dilemma herauszukommen, hat man Zuflucht genommen zu der Annahme, daß die unvermeidlich erscheinende Senkung des Untergrundes durch Auslaugung von Salz oder Gips veranlaßt sei. Ich selbst habe in der ersten Auflage des Handbuchs diesen Gedanken für einzelne Braunkohlenbecken, wie das von Riestedt—Holdenstedt, in Erwägung gezogen. Neuerdings ist er von J. WALTHER[42]) aufgegriffen und verallgemeinert worden. WALTHER sieht in der Salzablaugung ganz allgemein die Entstehungsursache der Braunkohlenbecken und der großen Flözmächtigkeiten.

Diese Annahme steht aber mit den Tatsachen nicht im Einklang. Zunächst kennen wir mächtige Flöze, für die sie ausgeschlossen ist. Bei Görlitz liegt ein 34 m mäch-

---

[42]) Salzlagerstätten und Braunkohlenbecken in ihren genetischen Lagerungsverhältnissen. Jahrb. d. Halleschen Verbandes, Bd. 1, S. 11.

tiges Flöz auf Granit und Altpaläozoikum. Das Zittauer Becken, in dem die Kohle fast 58 m, das ganze Tertiär über 180 m erreicht, liegt auf Granit. Allerdings wird die Zittauer Kohle von GLÖCKNER für allochthon angesprochen[43]), aber auch dann ist die Entstehung dieser Mächtigkeit nicht ohne eine Vertiefung des Wasserbeckens, also nach der bisherigen Annahme eine Senkung, zu erklären. In der Gegend von Halle ist ein Zusammenhang zwischen Salzablaugung und Kohlenbildung nicht nachzuweisen. Im Bereiche des Beckens von Zscherben—Bennstedt und seiner Nachbarschaft ist in zahlreichen Tiefbohrungen stets das Jüngere Salz angetroffen[44]); es liegen also keinerlei Anzeichen einer Ablaugung vor. Andererseits ist bei Holleben, wo das Jüngere Salz ausgelaugt ist, auf dem Buntsandsteinplateau kein Braunkohlenbecken entwickelt. Das Kohlenbecken liegt hier nach der WALTHERschen Theorie an der falschen Stelle.

Bei Oberröblingen wird das intakte Salzlager unter dem Kohlenbecken abgebaut. — Im Geiseltale ist in den Bohrungen Frankleben und Clobicau das ganze Salz ausgelaugt[45]), aber von diesen Bohrungen steht die erstere ganz am Rande des Kohlenbeckens, die letztere außerhalb. Wäre die Auslaugung die Ursache der mächtigen Kohlenbildung, so müßten die Grenzen beider zusammenfallen. — Besonders klar liegen die Verhältnisse im Becken von Aschersleben—Nachterstedt. Dieses erstreckt sich vom Ascherslebener Sattel über den mit etwa 30° einfallenden Nordflügel der Subherzynen Mulde und reicht vom Zechstein im Osten über Buntsandstein und Muschelkalk bis auf den Keuper im Westen. Aber die größte Mächtigkeit der Kohle liegt nicht etwa auf dem Zechstein, wo das Jüngere Salz fehlt, sondern bei Nachterstedt auf Keuper und Oberem Muschelkalk, wo das Salz rund 1000 m unter der Oberfläche liegt. Tiefbohrungen haben schon unter dem Mittleren Buntsandstein das Jüngere Steinsalz angetroffen. Von einer Salzauslaugung unter der mächtigen Kohle kann hier also keine Rede sein.

Das böhmische Hauptbraunkohlenflöz, das nach F. E. SUESS[46]) bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 8—12 m

---

[43]) Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätte der südlichen Lausitz. „Braunkohle“ 1912, H. 42—45.

[44]) Erläuterungen zu Blatt Halle-Süd. Anhang.

[45]) Erläuterungen zu Blatt Merseburg-West. Anhang.

[46]) Bau und Bild Österreichs.

örtlich 30—40 m erreicht, liegt außerhalb des deutschen Zechsteinsalzbeckens, und zwar besteht das Liegende des Tertiärs (Oberoligocän und Miocän) aus Rotliegenden Porphyren und Oberer Kreide. Auslaugung von Salz kommt hier also nicht in Frage.

Die Annahme dieser Senkungsvorgänge, die weder tektonisch noch durch Salzauslaugung zu erklären sind, brauchen wir aber meines Erachtens gar nicht. Worauf kommt es an? Darauf, daß die für die Moorbildung erforderliche Wassertiefe, oder, anders ausgedrückt, der erforderliche Grundwasserspiegel, dauernd erhalten oder immer wieder neu hergestellt wird, und dies kann nicht nur durch Senkung des Untergrundes unter einem konstant bleibenden Grundwasserspiegel bewirkt werden, wie man immer annimmt, sondern ebenso gut durch Steigen des Grundwasserspiegels über einem festbleibenden Untergrund. Die Annahme eines langsam steigenden Wasserspiegels in präexistierenden Senken erklärt die mächtigen Kohlenflöze ebenso gut und einfacher als die gezwungene Senkungstheorie (wobei die Gültigkeit der letzteren für das Niederrheingebiet nicht bestritten werden soll).

Damit kommen wir zur Erklärung eines anderen Problems der Braunkohlengeologie, nämlich der beiden Maxima der Kohlenbildung. Sind die Bildungszeiten verbreiteter und mächtiger Flöze Zeiten steigenden Grundwasserspiegels, so sind es Zeiten zunehmender Niederschläge, und die intensive Kohlenbildung ist klimatisch bedingt. Die beiden Hauptbraunkohlenzeiten, das Miocän und das Mitteleocän, erscheinen uns also als Zeiten starker und zunehmender Niederschläge[47]), diese setzten die Ver-

---

[47]) Auf die Bedeutung der Niederschlagshöhen für die Kohlenbildung hat besonders LANG nachdrücklich hingewiesen. Er sagt a. a. O. S. 79: „Aus diesen Darstellungen mag man sich ein Bild von den gewaltigen Wassermassen machen, die dort das Land alljährlich überfluten und die Veranlassung zu dem außerordentlichen Pflanzenwachstum und der außerordentlichen Humusanreicherung geben. Man darf daher mit Bestimmtheit behaupten, daß hier rezente Humusbildung und Humuserhaltung in größtem Umfang sich vollziehen und daß man nicht mehr der Auffassung huldigen darf, als sei die Humuserhaltung in den Tropen weniger möglich als in unseren Klimaten. Es ist nur, entsprechend der höheren Temperatur und damit entsprechend der höheren Verdunstung eine größere Befeuchtung der Gebiete nötig. Ist dies aber erreicht . . . ., so kann die Humuserhaltung ebensogut erfolgen als bei uns."

witterungsprodukte einer intensiven Verwitterung in feucht-warmen Urwäldern in Bewegung, füllten bestehende Senken mit langsam ansteigendem Grundwasser, und eine Vermoorung, die sich in beiden Zeiten entsprechend der verschiedenen Pflanzenwelt etwas verschieden vollzog, hielt mit dem steigenden Grundwasser Schritt. Trockene Perioden legten anscheinend zeitweise die Oberfläche der Moore trocken, bewirkten eine Zersetzung der Torfmasse und dadurch eine Anreicherung mit Harzstoffen und schufen Schwelkohle. Diese von HEINHOLD[48]) begründete und von ETZOLD[49]) angenommene Theorie für die Entstehung des Pyropissits und der Schwelkohlen erscheint zurzeit als die bestbegründete, wenn auch das letzte Wort in dieser Frage noch lange nicht gesprochen ist und besonders auch die von RAEFLER[50]) vertretene Theorie einer Bildung durch lokale Pflanzengemeinschaften harzreicher Gewächse noch der Prüfung bedarf. Das Ende der Moorbildung konnte auf zweierlei Weise bewirkt werden. Entweder konnte das Wachstum des Moores dem steigenden Grundwasser nicht mehr folgen, das Moor ertrank und wurde alsbald von Sand oder Ton bedeckt oder, im Gegenteil, zunehmende Trockenheit bereitete ihm ein Ende, die fluviatilen Sande der Umgebung wurden ein Spiel des Windes und überschütteten als Dünen das Flöz. Die letztere Erklärung erscheint mir für Nachterstedt die wahrscheinlichere. Die sehr mächtigen Sande, die dort das Flöz bedecken, sind fast in ganzer Masse durch feinen Braunkohlenstaub braun gefärbt. Jedes Quarzkorn besitzt eine Hülle von Braunkohlensubstanz, und diese innige Mischung von Kohlenstaub und feinem Sand ist wohl am leichtesten auf äolischem Wege erklärbar. In den Dünentälern war aber immer noch genug Feuchtigkeit vorhanden, um Moorbildung zu erzeugen, wie man das ja auch in heutigen Dünengebieten nicht selten beobachten kann, denn in diesen Sanden treten kleine autochthone Kohlenflöze auf.

Sehen wir uns auf der heutigen Erdoberfläche nach Analogien mit den Verhältnissen um, die wir meiner Meinung nach für die Entstehung unserer Braunkoh-

---

48) Über die Entstehung des Pyropissits. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 27, 1906, S. 114.

49) a. a. O., Braunkohlenformation Nordwestsachsens.

50) a. a. O., Braunkohlen zwischen Altenburg und Weißenfels. S. 63–67 (des Sonderabdrucks).

lenformationen annehmen müssen, so scheinen sie mir, *mutatis mutandis*, besonders in Neu-Guinea gegeben zu sein. Nach der Schilderung, die BEHRMANN in einem Vortrage in der Gesellschaft für Erdkunde gegeben hat, befindet sich dort das urwaldbedeckte Gebirge im Zustande tiefgründiger Verwitterung, die das Anstehende nur sehr selten hervortreten läßt. Vor dem Gebirge breitet sich eine weite Ebene aus, deren tiefere, gebirgsfernere Teile eigentlich einen einzigen großen Urwaldsumpf darstellen, den die Flüsse auf selbstgeschütteten Dämmen durchziehen. Ob und inwieweit hier eine Torfbildung stattfindet, gibt BEHRMANN[51]) nicht an (nur die Bemerkung, daß man im Sagosumpf „in dem feuchten, modrigen Untergrund bis zum Knie einsinkt", deutet vielleicht darauf hin); nachdem aber Tropenmoore in früher ungeahnter Ausdehnung bekannt geworden sind[52]), erscheint es durchaus wahrscheinlich eben, zwischen und über dieser findet dann die fluviatile Aufschüttung der Zersetzungsprodukte des Gebirges statt. Diese Verhältnisse lassen sich natürlich nicht genau auf unser Eocän und Miocän übertragen, denn in diesem Falle fehlt das nahe Hochgebirge; aber das macht keinen grundsätzlichen Unterschied, und die Schilderung, die BEHRMANN davon gibt, wie die geröllarmen, nur fein zerriebenen Sand und Schlamm führenden Flüsse durch Verlegung ihres Aufschüttungsstreifens weite Ebenen mit den Verwitterungsprodukten des Gebirges überschütten, mag auch für die Entstehung unserer eocänen und miocänen Binnensedimente zutreffen. Vom Standpunkt der Kohlengenese interessant ist noch die Tatsache, daß die Flora des Sumpfgebiets je nach dem Standort aus sehr verschiedenen Pflanzengemeinschaften besteht. BEHRMANN unterscheidet einen Sago-, Pandanus-, Zuckerrohr-, Schilf- und Grassumpf. Es bestehen hier also nebeneinander verschiedene Vegetationstypen, die auch ein verschiedenes Humusgebilde liefern müssen.

Ein anderes Vergleichsobjekt bilden die von LANG (a. a. O. S. 77- 79) eingehend geschilderten, von dichtem Urwald

---

[51]) BEHRMANN, Die Oberflächenformen der feuchtwarmen Tropen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1921, S. 44.

[52]) Vgl. die Zusammenstellung bezüglicher Angaben von LANG und WICHMANN in: LANG, a. a. O., Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Jahrb. d. Halleschen Verbandes, H. 2, 1920, S. 71, und die Ausführungen LANGS S. 79—81.

bedeckten Moore Sumatras. Doch ergibt hier die nur wenig über den Meeresspiegel sich erhebende Höhenlage wohl manche Unterschiede.

Es bleibt nun noch die Frage nach der Entstehung der Hohlformen, in denen die Braunkohlenformation liegt. Dieselben stellen Einsenkungen der alten Landoberfläche von zum Teil recht ansehnlicher Tiefe dar. Im Geiseltal liegt die Unterkante des Flözes an der tiefsten Stelle etwa 200 m unter der Oberfläche der benachbarten Muschelkalkhochfläche. Dazu kommt noch die Mächtigkeit der liegenden Tertiärstufe, die, weil nur durch wenige Bohrungen bekannt, nicht mit in Ansatz gebracht worden ist. Bei Nachterstedt ist der Abstand etwa 200 m gegenüber den benachbarten Muschelkalkhöhen des Hakels; doch erscheint bei diesen eine spätere Heraushebung nicht ausgeschlossen; 120—130 m ist er im Vergleich mit den umgebenden Flächen von Buntsandstein, Keuper, Lias und Turon. Bei Oberröblingen ist der entsprechende Abstand etwa 140 m. Dabei müssen wir bedenken, daß die Erhebungen seit dem Eocän erheblich abgetragen sind, die Höhenunterschiede also früher noch wesentlich größer waren, und diese Oberflächensenkungen vollziehen sich manchmal auf kurze Entfernungen. Um normale Flußtäler handelt es sich dabei nicht. Das ergibt sich aus der unregelmäßigen, meist becken- oder wannenartigen Form und den vielfach gelappten Umrißlinien der Senkungen, deutlicher noch aus Höhenkurvenkarten der Flözunterfläche, wie sie von SALZMANN, TILLE, ETZOLD, WILLRUTH und anderen gegeben worden sind. Das von SALZMANN gegebene Längsprofil des Geiseltales zeigt das sehr deutlich. Auch dort, wo diese Senkungen sich in einer bestimmten Richtung aneinanderreihen, wie z. B. vom Kyffhäuser über Oberröblingen und Bennstedt zum Saaletal, ist kein einheitliches Gefälle vorhanden, sondern liegt nichts als eine Reihe von Vertiefungen vor. Auch den von A. EBERT[52a]) beschriebenen „Quellwannen" entsprechen sie wegen des fehlenden Abflusses nur sehr teilweise.

Wir sind hier wohl am schwierigsten Teile des Problems angekommen. Die Entstehung dieser meist abflußlosen Senken ist eine Teilerscheinung der prä-

---

[52a]) Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 41 I. S. 392.

eocänen Landoberfläche und muß meines Erachtens mit dieser zusammen erklärt werden.

Welche klimatischen Erscheinungen können diese Fastebene geschaffen haben? Ein niederschlagsreiches Waldklima kann es nicht gewesen sein. Dieses hat meines Erachtens erst die Vertonung der Fastebene bewirkt. Es kann diese selbst nicht geschaffen haben, denn ein feuchtes Klima liefert reichlich fließendes Wasser, dieses schafft Erosionsformen und keine Fastebene. Es muß also ein trockenes Steppen- oder Wüstenklima gewesen sein, wie das neuerdings von EBERT für die alte Landoberfläche Thüringens ausgeführt worden ist.

Anzeichen für eine Periode tropischen Trockenklimas vor der älteren Braunkohlenzeit bildet auch das Vorkommen roter lateritischer Verwitterungstone, das durch GAGEL[53]) in weiter Verbreitung im Untereocän Nordwestdeutschlands und Dänemarks — und zwar nur im Untereocän — nachgewiesen, durch HARBORT[54]) an der Basis des Braunkohleneocäns der Helmstedter Gegend, durch KRUSCH[55]) an der holländischen Grenze festgestellt ist.

Ganz neuerdings hat nun ERICH KAISER[56]) aus der Namibwüste in Südwestafrika einen neuen Typus der Wüstenlandschaft beschrieben, der ausgezeichnet ist durch geschlossene wannenartige, oft langgestreckte Vertiefungen, ein Landschaftstypus, den er als „Wannennamib" bezeichnet. Vielleicht liegt hier ein Fingerzeig vor, wie wir uns die Entstehung dieser becken- und wannenartigen, selten rinnenartigen Vertiefungen der alten Fastebene entstanden zu denken haben.

---

[53]) Über einen Fundpunkt anstehenden Untereocäns im südlichen Oldenburg. Diese Zeitschr., Bd. **70**, 1918, S. 151 u. 152.
Geologische Notizen aus der Insel Fehmarn und aus Wagrien III. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. **32**, 1911, II., S. 124.
Über angeblichen Septarienton in Vorpommern. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 42, 1923, S. 824.

[54]) Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und kretazeischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, S. 384 u. 385.
Erläuterungen zu Blatt Süpplingen. Lieferung 185. S. 55.
Beiträge zur Geologie der Umgegend von Königslutter. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. **34**, 1913, I., S. 233.

[55]) Nach HARBORT, a. a. O. Diese Zeitschr., 1909, S. 385.

[56]) Morphogenetische Ergebnisse auf Reisen während des Krieges in Südwestafrika. Abhandl. d. 20. Deutschen Geographentages in Leipzig. 1921, S. 159.

Für das genetische Verständnis der Kohlenbecken nicht unwichtig ist die Tatsache, daß gerade die beiden tiefsten Eocänbecken, das des Geiseltales und das von Nachterstedt, deutliche Beziehungen zur Zerstörbarkeit der Gesteine des Untergrundes zeigen. Das Geiseltal folgt in der Hauptsache dem Röt und wird im Süden von Muschelkalk stark, im Norden etwas weniger von Mittlerem Buntsandstein überhöht. Das tiefe Becken von Nachterstedt ist im Unteren Keuper und tonreichen obersten Muschelkalk ausgehöhlt. Der erstere ist bei der Austiefung des Beckens so weit beseitigt, daß im Liegenden des Tertiärs Muschelkalk erbohrt sein soll.

Wir kommen nun zu einer anderen wichtigen Frage, der Altersfrage. Erscheint diese auch durch die Fossilfunde gelöst, so dürfte doch eine erneute Beleuchtung nach der geologischen Seite nicht schaden, denn ich kann nicht leugnen, daß ich mich nur ungern den beweisenden Fossilfunden gebeugt und die Deutung der älteren Braunkohle als unteroligocän aufgegeben habe; die Gründe ergeben sich aus meinen vorstehenden Ausführungen. Wir versuchten vorher unsere Braunkohlenformationen klimatisch zu erklären durch Steigen des Grundwassers infolge zunehmender Niederschläge. Es liegt nun sehr nahe, dieses Feuchterwerden des Klimas und Steigen des Grundwassers mit einer Transgression des Meeres in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, und eine solche bringt uns das Unteroligocän. Auf einen Zusammenhang zwischen Kohlenbildung und Meeresnähe ist schon oft hingewiesen worden; spricht man doch von einer paralischen Kohlenbildung. Für unsere Braunkohle hat dies besonders STREMME[57]) getan. Er weist darauf hin, daß heute die größte deutsche Moorbildung in der Umrahmung der Nordsee liegt und nimmt auch für das Tertiär einen Zusammenhang der Kohlenbildung mit Meeresnähe an. Für das Miocän ist dem allerdings entgegenzuhalten, daß die Kohlenbildung sich über ganz Deutschland vom Nordmeer bis zum Südmeer erstreckt (in Süd- und Mitteldeutschland ist sicher sehr viel davon zerstört), also von einer paralischen Kohlenbildung nicht mehr die Rede sein kann. Für die ältere Braunkohle liegt es aber tatsächlich nahe, das Steigen

[57]) a. a. O., Über die Beziehungen einiger Kaolinlager zur Braunkohle. Neues Jahrb. f. Min., 1909, II., S. 117 u. 118.

des Grundwassers und der Niederschläge mit der Transgression in Zusammenhang zu bringen und die Kohlenbildung ins Unteroligocän zu stellen. Auch das Auftreten eines *Limulus* in Thüringen paßt besser in eine Zeit, in der der Meeresstrand am Harzrande, als an der heutigen Nordseeküste lag (vgl. die Karten v. LINSTOWS[58]) über die Meere der Mitteleocän- und Unteroligocänzeit). Die Eocänzeit, der man ein wärmeres Klima als der Oligocänzeit zuschreibt, würde dann die Vollenderin der Fastebene und die Schöpferin der Becken und Wannen gewesen sein. Aber, so verlockend diese Annahme auch ist, so lange nicht *Lophiodon* und *Planorbis pseudoammonius* im Oligocän nachgewiesen sind, müssen wir die Ältere Braunkohlenformation im Mitteleocän lassen und die Entstehung ihrer Unterlage in noch ältere Zeit verlegen. Die Möglichkeit von Überraschungen scheint für *Lophiodon* nicht ganz ausgeschlossen, denn neuerdings ist aus dem Oligocän Sibiriens durch BORRISSIAK[59]) ein Lophiodontide beschrieben worden, wenn auch nicht die Gattung *Lophiodon* selbst.

Ablehnen müssen wir einen Vermittlungsversuch, den SCUPIN[60]) machte, indem er von dem mächtigen Geiseltalflöz zwar den liegenden Teil, der die *Lophiodon*-Reste geliefert hat, für eocän, die hangenden Teile aber für oligocän halten will. Das Flöz des Geiseltales, das ich bei einer Bereisung im Jahre 1919 ganz besonders darauf angesehen habe, ist einheitlich, aus einem Guß. Nur in der Grube Leonhard ist im Flöz die kleine Diskordanz zu sehen, die SALZMANN schon abgebildet hat[61]); sie ist durch eine lokale kurze Unterbrechung der Moorbildung leicht zu erklären. Das Flöz auf die Zeit vom Mitteleocän bis zum Unteroligocän zu verteilen, erscheint nicht angängig.

---

[58]) Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 87, 1922.

[59]) On the remains of a Lophiodontoid Ungulate from the oligocaene of Turquai. Jahrb. d. Russ. Palaeont. Ges. II, 1918, S. 27–31. Referat im Geol. Zentralblatt, Bd. 28, Nr. 13.

[60]) SCUPIN, Das Alter der Halleschen Braunkohlen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 35 I, 1914, S. 288. — v. LINSTOW, Zur Altersfrage der subherzynen Braunkohlenformation. Ebenda. Bd. 35 II, S. 382. — SCUPIN, Die stratigraphische Stellung der subherzynen Braunkohle. Ebenda. Bd. 36 II, 1915, S. 325.

[61]) a. a. O., Taf. 9.

Zum Schluß möchte ich hinweisen auf das größte Rätsel, das uns unser Braunkohlentertiär, Jüngeres wie Älteres, aufgibt: die Bildung der Knollensteine oder Braunkohlenquarzite. Daß diese durch Verkieselung des Sandes entstanden sind, darüber besteht lange Einigkeit. Aber es bestehen noch ungelöst die Fragen: wo kommt die verkittende Kieselsäure her? und warum verkieseln nur bestimmte, eng begrenzte Teile der Sande, diese aber in so hohem Grade? und unter welchen Bedingungen geschah das? Von der Lösung dieser Fragen sind wir meines Erachtens noch weit entfernt. Was die Herkunft der Kieselsäure betrifft, so ist ohne weiteres abzulehnen der früher von manchen Forschern vertretene Gedanke, daß sie ein Niederschlag heißer Quellen sei. Die regionale Verbreitung der Knollensteine nicht nur in der Älteren Braunkohlenformation, sondern auch in der Jüngeren von Böhmen bis in das Rheinische Schiefergebirge ist damit unvereinbar. Einen gangbareren Weg zeigte schon LASPEYRES, indem er für die Hallesche Gegend die Kieselsäure auf die Vertonung der Porphyre zurückführte. Die alttertiäre Oberfläche hat, wie wir gesehen haben, bei allen Gesteinen eine enorme Anreicherung des Tones erfahren. Die Kieselsäure muß also irgendwo geblieben sein. Nach LASPEYRES wäre sie mit dem Grundwasser sozusagen auf Reisen gegangen und hätte geeignete Teile des Sandes verkieselt. Zur gleichen Auffassung kam später SCHUBEL[62]), merkwürdigerweise, ohne LASPEYRES zu erwähnen. Aus Süd- und Südwestafrika kennen wir durch PASSARGE[63]), RANGE[64]) und besonders neuerdings durch E. KAISER ausgedehnte Verkieselungserscheinungen der Oberfläche, und auch hier wird die Herkunft der Kieselsäure von KAISER aus der Zersetzung feldspathaltiger Gesteine erklärt. Schwer verständlich bleibt es aber nach wie vor, warum nur bestimmte eng umgrenzte Partien der Sande die Kieselsäure zur Ausscheidung bringen.

Außer in den Sanden finden wir Verkieselungserscheinungen nur ausnahmsweise in der Kohle, wo sie die bekannten Kieselhölzer liefern. Ein großartiges Beispiel bietet

---

[62]) Über Knollensteine und verwandte tertiäre Verkieselungen. Dissertation Halle und Zeitschr. f. Naturw., Bd. 83, 1911, S. 161.

[63]) Die Kalahari. Berlin 1904.

[64]) Geologie des deutschen Namalandes. Beitr. z. Erforsch. d. Deutschen Schutzgebiete. H. 2, 1915, S. 44.

die Grube Klara bei Gröbers östlich von Halle, wo in bestimmten Horizonten des Oberflözes die sämtlichen ungewöhnlich zahlreichen Lignite vollkommen verkieselt sind. Wir finden Kieselausscheidung in der Kohle ferner, wie oben erwähnt, im Geiseltal, wo sie verkieselnde Hölzer, Knollensteinblöcke und den geschilderten Kieseltuff liefert. Ferner sind nördlich von Halle im Oberflöz der Grube „Glückauf" nach PICARD (Erläuterungen z. Bl. Halle-Nord) verkieselte Stämme und Wurzelstöcke nicht selten.

Eine besondere Schwierigkeit liegt aber noch in etwas anderem: die Bildung der Knollensteine muß bald nach Ablagerung der Sande stattgefunden haben. Es könnten sonst nicht die feinsten Einzelheiten der Pflanzenreste erhalten sein. Außerdem glaubt man Knollensteine schon in Tertiärkiesen zu erkennen. Nach dem, was wir über die verschiedenen Arten klimatischer Verwitterung wissen, dürfte ein Freiwerden von Kieselsäure in der Braunkohlenzeit eigentlich nicht in größerem Umfange stattgefunden haben. AHLBURG[65]) unterscheidet für das Schiefergebirge der Lahngegend eine zweimalige Verwitterung: eine ältere, humose, als Folge eines feuchten und warmen Klimas, die eine vertonte Fastebene unter Beseitigung von Kalk und Eisen schuf, und eine jüngere, lateritische, als Ausdruck trockenen und warmen Klimas, die das Eisen im Ton fixierte und die Kieselsäure frei werden ließ. Sie soll die Knollensteine als Oberflächenbildung geschaffen haben. Nun steht unsere ganze Ältere Braunkohlenformation unzweifelhaft im Zeichen feuchtwarmen Klimas, sie kann also keine lateritische Verwitterung geliefert haben, die Knollensteine liegen aber in verschiedenen Niveaus in den Sanden, über und unter dem Flöz; sie müssen also unter den gleichen klimatischen Verhältnissen entstanden sein. Jedenfalls sind sie nicht Oberflächenbildungen einer späteren, etwa oligocänen Zeit. Die Tatsache besteht aber jedenfalls, daß bei der Vertonung der Oberfläche, die außerhalb der Kohlenmoore wohl sicher auch während der Kohlenbildung angedauert hat, Kieselsäure freigeworden sein muß, die ins Grundwasser gelangt sein kann. Die näheren Bedingungen, unter denen dies geschah, und unter denen sie wieder zur Ausscheidung gelangte, erscheinen aber noch

---

[65]) a. a. O., Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 36 I, 1915, S. 269.

recht ungeklärt. Bodenkundler und Klimatologen dürften ein gewichtiges Wort dabei mitzusprechen haben.

Auf die Bedeutung des Braunkohlentertiärs für die Altersfrage tektonischer Vorgänge habe ich schon in der Einleitung hingedeutet. Was sie uns in einem nicht unwichtigen Spezialfall lehrt, möchte ich noch erwähnen. Bei Halle geht die Braunkohlenformation, wie schon gesagt, über den steilstehenden Nordflügel der Mansfelder Mulde auf das Rotliegende wagerecht fort und kennzeichnet die Entstehung der ersteren und ihr Absinken gegen das letztere als wesentlich älter (senon, wie schon v. FRITSCH annahm, und wie wir es jetzt aus den Beziehungen zur Heraushebung des Harzes ableiten können). Nun wird der östliche Teil der Mansfelder Mulde durch eine annähernd senkrecht zur Muldenachse streichende Aufsattelung, die auf der Westseite des Salzketales verläuft, in die östliche Lieskau—Bennstedt—Passendorfer Spezialmulde und eine westliche geteilt, die von Schochwitz bis Polleben reicht. Eine genaue Prüfung der Tertiäraufschlüsse in der Lieskauer Mulde ergibt nun (zahlreiche Kapseltongruben geben dazu gute Gelegenheit), daß das Eocän die Spezialmuldenbildung mitmacht. Eine Verwerfung, die die östliche Spezialmulde wieder in einen gesunkenen westlichen und einen stehenbleibenden östlichen Abschnitt teilt, hat das Zscherben—Nietlebener Tertiär mit abgesenkt. Die Trennung der beiden Spezialmulden durch eine SW—NO streichende flache Aufsattelung ist also jünger als Eocän, ebenso wie das gleichsinnig streichende Absinken des Zscherbener Tertiärs gegen den Muschelkalk. Wir können also von der großen älteren Störungsphase eine unbedeutendere postеocäne unterscheiden, die annähernd senkrecht zur ersteren gerichtet ist[66]).

[66]) Vgl. WEISSERMEL und SIEGERT, Erläuterungen zu Blatt Halle-Süd.

3. Beiträge zur analytischen Tektonik
mit einem Beispiel aus dem östlichen Deister.

Von Herrn ARTUR EBERT in Berlin.

(Hierzu Tafel I und 11 Textfiguren.)

1.

Der tektonische Teil der Geologie hat durch eine schon früher begonnene Richtung erst neuerdings ein wertvolles Hilfsmittel zur Klärung der Ursachen von komplizierten und einfachsten Problemen erhalten. Waren es bisher allein die Falten und Dislokationen der Erdkruste, aus denen heraus auf die Entwicklung und Veränderung unserer Gebirge Schlüsse gezogen wurden, so hat man in jüngerer Zeit erkannt, daß die schichtendurchsetzenden Kluftsysteme die unmittelbarsten und feinsten Anzeiger des Gebirgsdrucks darstellen. Untersuchungen dieser Art hat STIELER[1]) treffend als „mikrotektonisch" bezeichnet. Besonders anregend auf diesem Gebiete wirkte neuerdings CLOOS. Er beschränkte sich aber in erster Linie auf die Tektonik der Granitgebiete. Auf Sedimentgesteine wandte zuletzt STIELER die mikrotektonischen Methoden an. In dieser Arbeit schildert der Verfasser übersichtlich und klar den bisher neuesten Stand des Zweiges der geologischen Wissenschaft. Um nicht Doppeltes zu bringen, sei wegen der älteren Arbeiten auf diese Schrift verwiesen.

Zur Erklärung der mikrotektonischen Erscheinungen ist es notwendig, die Ergebnisse der technisch-mechanischen Experimente vergleichsweise heranzuziehen. Sie können aber nur zum Teil mit den geotektonischen Erscheinungen verglichen werden, weil die Versuchsbedingungen nicht mit den Kräften operieren können, die der Natur zu Gebote stehen. Am meisten wurde bisher mit einseitigem Druck gearbeitet, d. h. mit Druck und dem durch das Widerlager erzeugten Gegendruck. Ein Würfel wird bei diesem Versuch

---

[1]) CARL STIELER, Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte". Centralbl. f. Min. u. Geol. 1922, S. 664—711.

nur von zwei Seiten aus beansprucht. FÖPPL[2]) hat versucht, durch den sogenannten Umschlingsungsversuch mit Hilfe des Druckkreuzes vier Seiten des Würfels zu beanspruchen. Dabei gehen aber immer noch zwei Flächen leer aus. Mit einem Stahlzylinder und eingeschliffenem Kolben gelang es ihm allerdings, einen allseitigen Druck zu erzeugen mit Hilfe einer Flüssigkeit (Wasser, Öl oder Quecksilber), die im Stahlzylinder zusammengepreßt wurde. Aber auch dieser Versuch entspricht durchaus nicht den natürlichen Verhältnissen, da hierbei der Druck mittels einer Flüssigkeit übertragen wird, die sprengend wirken muß, und nicht direkt von Körper zu Körper. Wegen der starken Beanspruchung der Versuchsapparate konnte der erzeugte Druck auch nur in bescheidenen Grenzen gehalten werden. Ob die künstlichen Versuchsbedingungen überhaupt jemals den natürlichen entsprechen werden, möge dahingestellt bleiben. Erwähnt sei noch, daß wir überhaupt nicht wissen, in welcher Tiefe die Gesteine zusammengepreßt werden. Wir haben hierüber nur Vermutungen. Eine genaue Kenntnis wäre wichtig, da in größeren Tiefen die Gesteine sich wie zähe Körper und in der Nähe der Oberfläche — zum Teil wenigstens — wie spröde Körper verhalten. Außerdem ist noch der Fortschritt der diagenetischen Verfestigung zu berücksichtigen.

Letzten Endes wirkt eine Kräftebeanspruchung auf einen zähen und auf einen spröden Körper derartig, daß sich Flächen größter Spannung entwickeln, die nach Überschreiten der Elastizitätsgrenzen zum Bruch führen, oder auf denen bei zähen Körpern ein Fließen stattfindet.

Man kennt aus der Technik und aus der Natur zwei Systempaare von Flächen größter Spannung. Bei dem einen stehen die Flächen immer senkrecht aufeinander, eine Richtung mit dem Druck und eine senkrecht dazu. STIELER hat dieses Systempaar als das CLOOSsche bezeichnet. Der Kürze halber sei die Bezeichnung auch in dieser Arbeit beibehalten.

Das andere Systempaar läuft diagonal zum vorigen und heißt MOHRsches System. Die Winkel werden hierbei von der Druckrichtung halbiert. Die Größe des „MOHRschen Winkels" ist 90° und weniger. Er ist umso spitzer,

---

[2]) FÖPPL, Abhängigkeit des Bruchs von der Art des Spannungszustands. Mitt. d. Mech.-Techn. Labor. d. Techn. Hochschule München, Bd. 27. München 1900.

je spröder das Material ist. Die MOHRschen Flächen sind Gleitflächen, an denen Materialteile, dem Druck ausweichend, aneinander vorbeigleiten.

Im Laboratorium erzeugt Druckbeanspruchung auf zwei gegenüberliegenden Flächen eines Würfels (Druck und Gegendruck) erfahrungsgemäß Linien (Flächen) des MOHRschen Systems. Der Versuch ist aber aus dem Grunde unnatürlich, weil ein restloses Ausweichen nach den Seiten hin möglich ist.

Bei Druckbeanspruchung auf vier Flächen entstehen zur Druckrichtung parallele Kluftflächen, die zum CLOOSschen System gehören. Die Klüfte in der Druckrichtung müssen mit einem Aufspalten des Gesteins verglichen werden. Das Gestein zerlegt sich wegen der geringen seitlichen Ausweichmöglichkeit in dünne Platten, die nun auf Biegung beansprucht werden. Bei der Ausbiegung entstehen dann zur Druckrichtung senkrecht verlaufende Risse. Wahrscheinlich wird auch der Materialzustand während des Drucks ausschlaggebend sein, welches System sich zuerst bildet. In der Natur sind meistens beide vorhanden.

Wenn man die Laboratoriumsergebnisse auf die Natur übertragen will, muß man die einseitigen Versuche kombinieren. In der Natur können alle nur denkbaren Variationen auftreten. Außer den seitlichen Widerlagern kommt noch der Be- oder Entlastungsdruck hinzu. Regional und lokal sind die bewegenden Kräfte und die Widerstände von verschiedener Größenordnung. Aber nicht nur die Spannungsverteilung der Massen ist allen Möglichkeiten unterworfen, auch die Massen selber sind ja bekanntlich nicht einheitlich zusammengesetzt: spröde Massen wechsellagern mit zähen. An dem allgemeinen Kluftbild wird aber nichts geändert. Die mannigfaltigen Bedingungen, die die Schubspannung in der Erdkruste vorfindet, äußern sich im Kluftbild nur insofern, als bestimmte Systeme fehlen oder nur einseitig ausgebildet werden. So brauchen z. B. nur die rechten oder linken MOHRschen Gleitflächen entwickelt zu sein.

Das vollständige Kluftbild bildet also ein System von sich kreuzenden Linien: 1. senkrecht zur Druckrichtung $= C_1$-Linien, 2. in der Druckrichtung $= C_2$-Linien, 3. diagonal von rechts oben nach links unten $= M_1$-Linien und 4. von links oben nach rechts unten $= M_2$-Linien. In den Zonen, die der Belastung stärkerer Massen ausgesetzt sind, wird

der Belastungsdruck auch im Profil dasselbe Kluftnetz hervorrufen wie der Seitendruck auf den Schichtflächen. Das C-System ist schon vorhanden. Gefordert werden nur noch die MOHRschen Gleitflächen, die im Grundriß mit den C-Linien zusammenfallen, im Profil aber diagonal verlaufen. Aus diesen theoretischen Erörterungen folgt also, daß die C- oder M-Klüfte zwei verschiedene Fallwinkel aufweisen können. Bei horizontalem Druck wird die eine Kluftfläche das Gestein senkrecht durchsetzen, während die andere einen Neigungswinkel von 45° oder mehr hat. Wie weit die theoretischen Forderungen mit der Wirklichkeit übereinstimmen, soll im vierten Abschnitt am praktischen Beispiel gezeigt werden. Es sei noch erwähnt, daß die in der Natur so häufig auftretenden, unter schiefen Winkeln einfallenden Staffelbrüche meist weiter nichts als MOHRsche Gleitflächen sind.

Die geschilderten zwei Systempaare sind, wenn Brüche stattfinden, der Ausdruck überschrittener Elastizitätsgrenzen. Beansprucht wird naturgemäß die ganze Masse, am stärksten aber an den erwähnten Flächen. Der Grenzwert der Elastizität erhöht sich, wenn der allseitige Druck wächst, bis zu einem Maximum, dem kritischen Punkt. Wo dieser liegt, wissen wir nicht. Zum mindesten wird der Bruch vorbereitet, wenn sich die Schicht in größerer Tiefe in einem latent plastischen Zustand befindet. Relatives Höherrücken durch Abtragung oder absolutes Aufsteigen durch Faltung usw. kann dann von selbst den Bruch an den prädestinierten Flächen veranlassen. Aus der Steinbruchgeologie ist ja bekannt, daß fast jedes Oberflächengestein, das einmal einem Gebirgsdruck ausgesetzt wurde, eine oder mehrere Richtungen vorzüglicher Spaltbarkeit hat, ohne daß von direkten Klüften oder Rissen die Rede sein kann.

Wenn die Elastizitätsgrenze überschritten wird, geht der Bruch auf kürzestem Wege von statten. Die C-Flächen werden bei horizontalem Druck auf ein horizontal gelagertes Schichtenpaket zu den Schichtenflächen senkrechte Ebenen erzeugen. Vor einer Faltung ist der gesamte Schichtenkomplex durch das C-M-System in ein Mosaik von kleinen und kleinsten 3—4seitigen Prismen und Pyramiden zerlegt. Die Seitenflächen bilden zahllose Scharniere, an denen die Faltenbewegung mühelos von statten gehen kann, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt ist. Die später eintretenden Nachwirkungserscheinungen werden sich in durch

die Schwerkraft hervorgerufenen Sackungen ausdrücken. Wenn eine neue Spannungslinie entstanden ist, die sich mit einer von den vorhandenen Linien nicht deckt, entstehen Verwerfungen, die sich nicht mit den vorgezeichneten Kluftzonen zu decken brauchen. Vielfach werden aber die Kluftzonen bestimmend auf den Verlauf der Verwerfungen sein.

Offene Spalten wird man nur im C-System erwarten können und zwar in der Richtung des Drucks, d. h. senkrecht zum Schichtstreichen. Wenn sich später ein neues System aus einer anderen Druckrichtung entwickelt, wird dieses System das andere überdecken, die offenen Klüfte in der neuen Druckrichtung schaffen und die alten mehr oder weniger schließen.

Bei dem C-System bilden sich zuerst und am vollkommensten die erwähnten Klüfte in der Druckrichtung. Senkrecht dazu werden diese Klüfte nur angedeutet sein. Erst bei der Faltenbildung oder bei Entlastung (Dehnung) werden diese Klüfte besonders in den Zonen der Sattel- und Muldenachse durch Zug aufreißen und die wichtigen Längsspalten und streichenden Verwerfungen bilden.

Die Mehrzahl aller gebirgsbildenden Prozesse ist wohl auf Seitendruck in der Erdrinde und auf die Schwerkraft zurückzuführen. Woher der Druck kommt, welche Ursachen er hat, ist hier belanglos. Wesentlich für die analytische Tektonik ist nur die Art der Kraft, die Beanspruchung des Materials.

Bekanntlich hat man vier Beanspruchungsarten zu unterscheiden: Zug, Druck, Biegung und Torsion. Die Druckbeanspruchung ist ohne Zweifel die häufigste. Inwieweit reine Zugbeanspruchung in der Natur in Frage kommt, möge dahingestellt bleiben. Meist wird der Zug nur eine lokale Folge des Drucks sein. Die Beanspruchung auf Biegung setzt Zug- und Druckspannungen voraus, läuft also letzten Endes wieder auf Druck hinaus. Torsion kommt sicher vor, es fragt sich nur wie oft; wahrscheinlich tritt sie nur lokal auf.

Gibt es nun Kriterien, um aus den beiden Kluftsystemen die Art der Beanspruchung herauszulesen? Zug und Druck ergeben gleiche Bilder. Druck kann in erster Linie beide Systempaare am vollständigsten ausbilden. Beim Zug muß man aber zuerst fragen: war das Material während der Beanspruchung zähe, spröde, oder nahm es eine Mittelstellung

ein? Darauf können wir noch nicht restlos Antwort geben. Reinliche Scheidungen gibt es nur im Laboratorium, nicht in der Natur. Man wird also in einem Gebiet neben reinen Druckspalten auch reine Zugspalten finden.

Die Risse senkrecht zum Druck (C_1-Klüfte) stellen sich mit ihrer ganzen Fläche senkrecht zur Druckrichtung. Bei horizontal wirkendem Druck stellen sich diese Flächen senkrecht. Greift der Druck schräg von unten an, entwickeln sich parallele Flächen, die gegen die Senkrechte um den Winkel geneigt sind, den der Druck gegen die Horizontalebene einschließt.

Die Klüfte in der Druckrichtung (C_2-Klüfte) bilden Flächen, die immer senkrecht auf der Horizontalebene stehen. Hierbei ist nicht zu erkennen, ob der Druck horizontal oder von schräg unten wirkte.

Die Neigungswinkel der M-Flächen werden je nach der Größe des Mohrschen Winkels Mittelwerte zwischen den Winkeln der C_1- und C_2-Flächen bilden.

Torsionsklüfte verändern dagegen ihren Einfallswinkel; je näher dem Drehungsherd, desto häufiger treten flach einfallende Klüfte auf.

Alles zuvor Gesagte gilt auch für die vom Belastungsdruck erzeugten Kluftflächen; nur muß dann Profil mit Grundriß vertauscht werden.

Wie weit sich die angegebenen Unterschiede auf die natürlichen Verhältnisse übertragen lassen, müssen systematische Untersuchungen zeigen.

2.

Sind die in der Natur gemessenen Werte der Klüfte zum Zweck der Analyse brauchbar?

Die besten analytischen Ergebnisse erhält man durch Untersuchung an Stellen, die möglichst wenig im Laufe der Erdgeschichte verändert worden sind. Mit den bis heute üblichen mikrotektonischen Untersuchungsmethoden die Tektonik der alten paläozoischen Horste restlos klären zu wollen, halte ich für verfehlt. Am nützlichsten werden sich die mikrotektonischen Untersuchungsmethoden in mesozoischen und jung-paläozoischen Gebieten erweisen. Die folgenden Ausführungen werden das Gesagte verständlich machen.

Klar und einfach liegen die Verhältnisse bei horizontalen oder fast horizontalen Schichten. Wird eine derartige Tafel in einfache Falten gelegt, tritt eine räumliche Verlagerung sämtlicher Kluftflächen ein. Nur die Orientierung der Klüfte in der Druckrichtung ist dieselbe geblieben. Alle andern erhalten eine räumlich veränderte Lage.

Die Klüfte senkrecht zum Druck = parallel zum Streichen verändern je nach der Neigung der Schicht ihr Einfallen, die Streichrichtung ist unverändert. Die spitzwinklig verlaufenden Mohrschen Flächen dagegen erhalten eine andere Streichrichtung und einen anderen Fallwinkel.

Auf ein und demselben Faltenschenkel sind durch die Faltungs-Nachwirkungserscheinungen erfahrungsgemäß auch beim einfachsten Faltenbau hier und dort Schichten mit anderer Streichrichtung gegenüber dem Hauptstreichen zu finden. Es müssen dann die Klüfte, die diese Schichten durchsetzen, mit Streichen und Fallen immer andere Lagen einnehmen. Geht der Geologe von Aufschluß zu Aufschluß und mißt das Streichen und Fallen der Klüfte, müssen sich selbstverständlich größere Differenzen der gemessenen Werte ergeben. Kreuzen sich etwa noch zwei oder mehrere Drucksysteme, dann fragt man sich, welche Werte zusammengehören. Ein ganz einfaches Beispiel möge zur Erläuterung dienen.

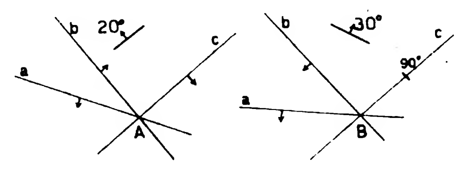


Fig. 1

Im Steinbruch A sind drei Klüfte a, b, c gemessen worden. Das Fallen mit 20° und die Streichrichtung der Schicht ist danebengesetzt. Im Steinbruch B mit einem anderen Streichen und Fallen der Schichtflächen als in A schließen jetzt die entsprechenden Klüfte a. b, c ganz andere Winkel ein, und ihr Einfallen ist zum Teil direkt entgegengesetzt. Treten noch andere Klüfte hinzu, wie es ja meist der Fall ist, dann ist eine Verwechslung so gut wie sicher. Ganz

falsch wäre es, den Riß von B so weit herumzudrehen, bis das Schichtstreichen mit A übereinstimmt. In der Natur hat keine Drehung stattgefunden, sondern nur ein Umkippen nach Osten oder ein Umbiegen, wie es sich bei umlaufendem Streichen findet. Die Schicht darf also nur in die Hauptstreichrichtung und auf den Hauptfallwert zurückgekippt werden. Man projiziert am besten sämtliche Streich- und Fallwerte auf die Horizontalebene, d. h. man legt die Schichtfläche eines jeden Aufschlusses mit den Kluftrichtungen in die Horizontalebene. Dadurch fällt das Streichen der Schicht weg, und der Fallwinkel wird 0°. Man kann auch alles in eine Schicht von einheitlichem Streich- und Fallwert legen. Was besser ist, läßt sich nur von Fall zu Fall beurteilen. Bei einem einfachen Faltenbau ist das erstere Verfahren zu empfehlen, weil dadurch die ursprünglichen Verhältnisse v o r der Auffaltung rekonstruiert werden.

Aus der obigen Darlegung ergibt sich also eine Transformation sämtlicher Werte, aber nur theoretisch. Praktisch kommt sie nur für einen Teil in Frage — je nach den gegebenen Umständen. Wie im folgenden Kapitel gezeigt werden soll, können sich für bestimmte Fälle nur verhältnismäßig geringe Abweichungen ergeben, die innerhalb der Beobachtungsfehlergrenzen liegen. Für diese ist eine Umprojektion unnötig. Wichtig ist also zuerst d i e K e n n t n i s d e r F e h l e r q u e l l e n überhaupt; diese sind objektiver und subjektiver Natur. Zu den objektiven gehören die natürlichen und die instrumentellen, zu den subjektiven die mehr oder weniger große Geschicklichkeit des Beobachters während der Messung.

Zuerst die n a t ü r l i c h e n F e h l e r q u e l l e n. Schicht und Kluft sind keine mathematischen Ebenen. Unregelmäßigkeiten wie Ausbiegungen und partielles Umlenken sind sehr häufig. Sie hängen in erster Linie von der Materialbeschaffenheit ab. Um diesen Fehler auf ein Minimum zu reduzieren, sind möglichst groß aufgeschlossene Kluftflächen zu messen und der Mittelwert zu nehmen. Das Messen von Klüften an Hängen ist nicht zu empfehlen, da man hier mit Hakenschlagen der Schichten zu rechnen hat. Je größer der Aufschluß, desto besser das Ergebnis. Bei kleineren Aufschlüssen, die in der Verwitterungszone des Gesteins liegen, muß man auch die Verwitterung an der Kluftfläche berücksichtigen.

Die instrumentelle Fehlerquelle liegt in der Ungenauigkeit der Kompaßkonstruktion. Größere Instrumente mit genauerer Einteilung würden einmal die Feldarbeit sehr erschweren und auch nicht viel mehr nützen, weil ja die Hauptfehlerquelle in der Unebenheit der Kluftflächen zu suchen ist. Die instrumentelle Fehlerquelle kann beinahe völlig ausgeschaltet werden, wenn der Bergkompaß mit einer guten Libelle versehen ist, was besonders bei flachem Einfallen der Schicht wesentlich ist. Leider sind die gewöhnlichen Libellen nicht genau genug. Die Libellenempfindlichkeit muß mindestens 1—2' betragen.

Die subjektive Fehlerquelle kann durch Übung völlig ausgeschaltet werden. Sie ist begründet in dem persönlichen Empfinden, die vorher erwähnten Fehlerquellen richtig erkennen und bewerten zu können; hängt also vom Maße der kritischen Beobachtungsgabe und vom schnellen Erfassen der jeweilig gegebenen Verhältnisse ab.

3.

Die geometrische Transformation der Kluftmessungen.

Die Transformation läßt sich durch mathematische Umrechnung oder durch geometrische Konstruktion ausführen. Da mir, besonders für die Haupttransformation, keine Konstruktion bekannt ist, gebe ich hiermit die folgenden Ableitungen[2a]:

Gegeben sind: 1. Streichen und Fallen der Schicht
2. Streichen und Fallen der Kluft

Gesucht sind bei einem Fallen der Schicht von x^0 und einem Fallen der Schicht von y^0

1. Das Streichen der Kluft mit φ^0
2. Das Fallen der Kluft mit ψ^0

Da der Winkel ψ vom Winkel φ abhängt und mit demselben variiert, muß φ zuerst ermittelt werden. Die trigonometrische Umrechnung würde genauere Werte ergeben. Da aber die gegebenen Werte mit einer Ungenauigkeit behaftet sind, hat es keinen Zweck, die schärfste Methode der Transformation anzuwenden. Es genügt für unsere Zwecke vollauf die geometrische Transformation, die mit Zeichengenauigkeit arbeitet. Hierbei ergibt sich noch der

[2a]) Inzwischen hat sich eine bedeutend einfachere Konstruktionsmöglichkeit gefunden.

Vorteil, die Konstruktion für besondere Fälle zu vereinfachen, ohne die Genauigkeit zu gefährden.

Vorweg sollen einige Fälle besprochen werden, die die Transformation unnötig machen.

30° S

K

70°

Fig. 2

S = Schicht $\begin{cases} \sigma_s = \text{Str. v. S.} \\ \nu_s = \text{F. v. S.} \end{cases}$ K = Kluft $\begin{cases} \sigma_k = \text{Str. v. K.} \\ \nu_k = \text{F. v. K.} \end{cases}$

φ = Streichen, ψ = Fallen: der Kluft nach der Transformation

1. Deckt sich das Streichen der Kluft annähernd oder genau mit dem Streichen der Schicht, dann ändert sich nur das Fallen. Gegeben sind z. B. west-östliches Streichen der Schicht und Fallen 30° N. Die Kluft K fällt mit 70° nach S. In die Horizontalebene umprojiziert, bleibt $\varphi = \sigma_s$ und $\psi = +\nu_s + \nu_k = 30^0 + 70^0 = 90^0$; bei Fig. 3: $\psi = -\nu_s + \nu_k = -30^0 + 70^0 = 40^0$.

B e i   g l e i c h g e r i c h t e t e m   F a l l e n   s u b t r a h i e r e n   s i c h   d i e   W e r t e ,   u n d   b e i   e n t g e g e n g e s e t z t e m   E i n f a l l e n   a d d i e r e n   s i e   s i c h.

S

30°

K

70°

Fig. 3

2. Streicht K annähernd oder genau mit der Normalen auf S, also ist K ⊥ S, dann sind zwei Fälle zu berücksichtigen:

a) (Fig. 4) $\nu_k = 90^0$; dann ist $\varphi = \sigma_k$ und $\psi = \nu_k$,

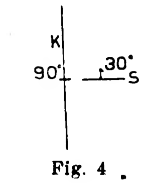


Fig. 4

b) ν_k kleiner als 90°; hier setzt nun eine einfachere geometrische Transformation ein. Je größer ν_s, desto größer ist die Differenz $\varphi - \sigma_k$ in der Richtung des Einfallens der Kluft (Fig. 5).

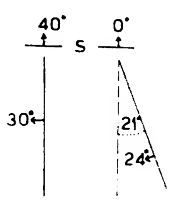


Fig. 5

Fig. 6a zeigt die räumlichen Verhältnisse. S ist die Schichtfläche, XOY das Schichtstreichen, und OA ⊥ XOY ist das gemessene Kluftstreichen der Kluftfläche AOC. ν_k ist das gemessene Einfallen der Kluftfläche. Gesucht werden die entsprechenden Werte auf der Fläche S, die in

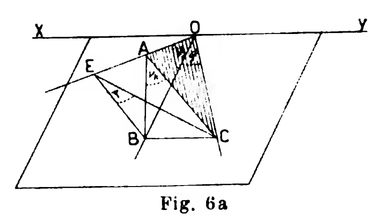


Fig. 6a

die Horizontalebene gelegt zu denken ist. Hier ist der Streichwinkel nicht mehr XOA, sondern XOC und der Fallwinkel nicht mehr 90° — BAC sondern 90° — BEC. Es ergibt sich folgende einfache Konstruktion (Fig. 6b):

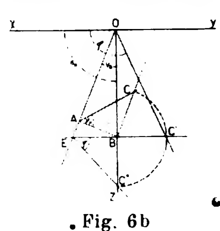


Fig. 6b

1. An XY sind in O der Streichwinkel $\sigma_k = \pm 90^0$ (OZ) angetragen.
2. Wenn in bezug auf OZ die Kluftfläche nach rechts (links) einfällt, trägt man nach links (rechts) den Schichtneigungswinkel ν_s.
3. Antragung eines rechten Winkels in einem beliebigen Punkt A, Schnittpunkt = B.
4. An OB in B rechte Winkel nach beiden Seiten; Schnittpunkt auf $\overline{AO}$ = Strahl = E.
5. An AB in A den Kluftneigungswinkel antragen und in B einen rechten Winkel errichten. Schnittpunkt = C.
6. Um B Kreisbogen mit BC, ergibt Schnittpunkte C′ und C″.

Die Verbindung O mit C′ ergibt Winkel φ
Die Verbindung E mit C″ ergibt Winkel ψ

Für alle anderen Fälle ist die allgemeine geometrische Transformation notwendig. Vereinfachungen derselben für besondere Grenzfälle sollen am Schluß gebracht werden.

Fig. 7 zeigt wieder das Raumbild. Gemessen wird in der Natur:

1. das Streichen der Schichtfläche = OD, das Fallen = < ν_s,
2. das Streichen der Kluft = Richtung OA, das Fallen = < BAE.

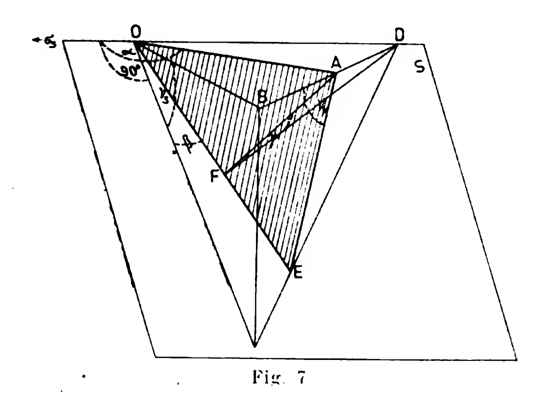


Fig. 7

Die Messungen werden also in einer horizontalen Schichtfläche — ein Teil derselben ist △ OBD — vorgenommen. Maßgebend sind aber die Messungen auf der

Schichtfläche S, die ja in die Horizontalebene gelegt werden soll. Die Dreiecke OBC und DBC sind Teile von Vertikalebenen. Es wird folgende Aufgabe gestellt:

Gegeben Winkel BOA, gesucht COE = Streichen von K auf S
Gegeben Winkel BAE, gesucht AFD = Fallen von K auf S

Gelöst wird die Aufgabe an der Pyramide mit der Grundfläche ABCE und der Spitze O. (Gedankengang: Aus den bekannten Dreiecken OBA, OBD und OBC ergibt sich Dreieck BCD, in das im Punkt A der Fallwinkel der Kluft ν_k angetragen wird = Punkt E. Aus Dreieck OAE folgt OCE und AFE und daraus schließlich AFD.)

Konstruktionsanweisung.

Praktischerweise legt man die Streichrichtung von S von links nach rechts und läßt die Fallrichtung nach unten (OZ) gehen.

1. Achse XY, im Punkt O senkrecht darauf Achse OZ.
2. An XO in O die Winkel α ($\alpha = \sigma_k - \sigma_s$) und ν_s auf der entgegengesetzten Seite von OZ.
3. Auf dem freien Schenkel des $< \alpha$ in einem beliebigen Punkt A Lote nach beiden Seiten, dadurch B und D.

   Ist $\alpha > 90^0$, liegt Punkt D rechts von O
   Ist $\alpha < 90^0$, liegt Punkt D links von O
4. Rechter Winkel in B an OB, Schnitt mit ν_s — Strahl = C.
5. Rechter Winkel in B an DB.

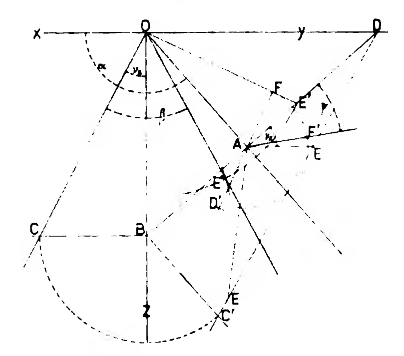


Fig. 8. Durch Versehen ist in Fig. 8 die Konstruktion mit einem entgegengesetzten Einfallen der Klüftfläche wie es Fig. 7 verlangt, durchgeführt worden. Der Winkel ϕ ist nicht $<$ DAF', sondern das Supplement zu $<$ DF'A.

6. Kreisbogen mit BC um B bis zum Schnitt mit (5) = C′.
7. Verbindung von C′ mit D.
8. In A an DAB der Kluftfallwinkel ν_k, entweder als < DAE oder als < BAE, je nachdem die Kluft von der Richtung AO aus (= Streichrichtung!) nach rechts oder nach links einfällt.
9. Kreisbogen um A mit AE bis E′. Verbindung von O mit E′. Über OC zwei Kreisbögen: um O mit $\overline{OE'}$ und um C mit $\overline{C'E}$. Schnittpunkt = E″. Winkel E″OC = Winkel β.

   Liegt Punkt D rechts von O, dann $\varphi = 90^0 + \beta + \sigma_s$.
   Liegt Punkt D links von O, dann $\varphi = 90^0 - \beta + \sigma_s$.
10. Fällung eines Lotes von A aus auf OE′, Fußpunkt = F.
11. Verlängerung über A hinaus, Kreisbogen mit DE um E′ bis zum Schnitt mit Verlängerung $\overline{FA}$ über A hinaus = D′.
12. Kreisbogen mit AF um A und Kreisbogen mit D′F um D. Schnittpunkt = F′.

   Der spitze Winkel bei F′ = ψ.

Bildet das Streichen der Kluft und das Streichen der Schicht nahezu einen rechten Winkel, dann fällt der Punkt D weit außerhalb des Zeichenbogens. Für solche Fälle schlage ich eine einfache Hilfskonstruktion vor: Auf der Verlängerung BA wird auf einem Punkt G, der noch auf dem Papier liegt, eine Linie parallel C′BO′ konstruiert. Im Schnittpunkt H wird unter einem nicht zu spitzen Winkel

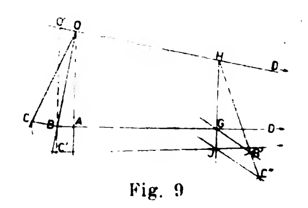


Fig. 9

ein freier Strahl gezogen. Auf diesem muß die Strecke O′B bis B′ abgetragen und G mit B′ verbunden werden. Wenn jetzt von H aus noch die Strecke O′C′ abgetragen und durch C″ die Parallele gezogen wird, erhält man einen Punkt I, der in der Verbindungslinie (D)C′ liegt.

Vereinfachungen.

Bis Nr. 9 wird die Konstruktion immer durchgeführt werden. Die Konstruktion des Winkels ψ ist nicht nötig, wenn:

ν_s sehr flach und ν_k sehr steil (etwa bis 15° und > 70°) ist. Dadurch fällt E mit F ganz oder fast ganz zusammen.

ψ ist dann = Winkel AED oder AEC'. Der Fall ist relativ häufig.

Wenn die Schicht S nicht völlig in die Horizontalebene umgelegt werden soll, darf nicht der Neigungswinkel ν_s, sondern nur der gewünschte Neigungswinkel eingesetzt werden.

Die Kenntnis des Schichtstreichens und -fallens ist also für jeden Kluftwert unentbehrlich. Darum hat es in Ablagerungen, in denen Schichtflächen nicht mehr zu erkennen sind (z. B. teilweise im Älteren Paläozoikum) nur wenig Sinn, Kluftmessungen auszuführen.

4.

Mikrotektonische Untersuchungen am östlichen Deister.

In den Jahren 1921 und 1922 nahm ich am Deister und in dem Vorland im Auftrage der Geologischen Landesanstalt Kartierungsarbeiten vor.

Der Deister ist ein Rest eines Sattels, dessen Nordostflügel noch erhalten ist. Der Nordhang besteht nur aus Wealdenbildungen, der Südhang aus Schichten des Weißen Jura. Im Hauptteil des Gebirges ist der Schichtenbau einfach. Erst das Südostende ist durch zahlreiche Verwerfungen sehr zerstückelt, weil sich der Deistersattel mit einer nordsüdlich verlaufenden Hebungslinie kreuzt. In dieser Störungslinie liegt auch noch der nordöstlich vorgelagerte Süllberg. Da sich die faziellen Verhältnisse im Wealden stark ändern, ist eine einheitliche feinere Gliederung des Wealden-Sandsteins und -Tonschiefers nicht möglich. Der einzige durchlaufende Horizont ist wahrscheinlich das Haupt-Steinkohlenflöz, das den Unteren Wealden vom Mittleren trennt. Im östlichen Teil des Gebirges besteht der Untere Wealden auch aus Sandstein, während weiter westlich hauptsächlich Tonschiefer auftritt. Berücksichtigt man noch die starke, bis 3 m betragende Lößbedeckung großer Teile, so wird es verständlich, daß eine Kartierung des Untergrunds schwierig und die Feststellung von Verwerfungen inner-

halb des Sandsteins fast unmöglich ist. An der Hand der zahlreichen Aufschlüsse soll versucht werden, eine Klärung der Tektonik auf mikrotektonischem Wege herbeizuführen.

Das Einfallen der Wealdenschichten schwankt zwischen 10 und 15 ° N. Die Schichten des Weißen Jura fallen im Durchschnitt mit demselben Winkel ein; nur in stärker gestörten Gebieten erreicht der Neigungswinkel einen Wert von 20—35 °. Gemessen wurden nach Möglichkeit alle gut ausgebildeten Klüfte mit einem normalen Bergkompaß. Der Einfachheit halber und um Verwechslungen vorzubeugen, wurden die Winkel als Azimute gemessen — von Norden links herum bis 360 °. Besonders vermerkt wurde die Beschaffenheit der Klüfte, was sich als sehr nützlich erwiesen hat. Gut erhaltene Harnische waren nur im Weißen Jura zu finden. Nach Berücksichtigung der magnetischen Deklination wurden sämtliche Werte auf Schichtfallen 0 ° transformiert.

Die folgende Tabelle gibt übersichtlich die gemessenen und die transformierten Winkel nach den einzelnen Beobachtungspunkten geordnet an. Das Streichen und Fallen der Schichtflächen findet sich unter den Nummern der Aufschlußpunkte.

Nummer	Str. gemessen	Fallen gemessen	Str. transformiert	Fallen transformiert	System
1	74	40 S, 80, 72	72—75	54 S, 85 N, 87	C''_1
(65, 15 N)	68	77 SW	68	87 N	C''_1
	5	80 O	2	74	C'_1 M_2
	287	80 N	284	90	Y
2	95	90	95	75 N	C'_2
(90, 15 N)	55	70 SW	58	84 SW	M'_1
	30	80 SW	32	85 SW	M''_3
	325	85 SO	325	90	C_2
3	53	80 NO	60	85	C_1 M'_1
(165, 15)	95	90	95	90	C'_2
	310	60 S	314	73	M_1 M''_1 M'_2
	10	60 O	7	76	C'_1 M_2
4	20	60 O	9	64	M_2
(127, 25)	0	75 O	2	87	M_2
	340	65 O	337	86	C''_2
	30	60 O	17	58	Z
	55	75 NO	54	70	C_1
	310	80 NW	310	55	M_1 M'_2 M''_3

Nummer	Str.	Fallen	Str.	Fallen	System
	gemessen		transformiert		
5	55	80 SW	55	90	C_1
(55, 10)	95	90	96	83 N	C_2'
	330	80 SO	329	81	C_2
	310	90	310	87 NW	M_1 M'_2 M''_1
6	70	80 SW	70	90	C''_1
(55, 12)	100	65 S	102	73	C'_2
	310	90	310	87 NW	M_1 M'_2 M''_1
	20	90	21	79 O	Z
7	56	90	56	80 NO	C_1
(55, 10)	53	45 SW	53	55 SW	C_1
	310	80–85 S	310	90	M_1 M'_2 M''_1
	330	90	330	90	C_2
8	40	80 SW	40	85 NO	M''_2
	55	80 SW	55	85 NO	C_1
	95	75 S	96	85 S	C'_2
(45, 15)	90	75 S	91	85 S	C'_2
	73	72 S	74	84	C''_1
	25	90	25	76 NO	Z
	110	65 S	104	70 S	C'_2
9	55	90	55	85 N	C_1
	67	75 SW	68	81	C''_1
(115, 10)	110	85 S	110	85 N	Y
	100	85 S	100	90	C'_2
	330	90	330	82 N	C_2
10	50	70 SW	53	89	C_1
	55	70 SW	56	88	C_1
	60	90	63	90	C_1
(83, 25)	60	65	63	88	C_1
	325	45	311	53	M_1 M''_1
	327	50 SO	313	53	M_1 M''_1
	327	80, 58 SO	325	90, 55	C_2
11	33	75 SW	33	80 NO	M''_2
(60, 35)	58	70 SW	58	85 NO	C_1
	80	55 S	77	87	C''_1
	312	70 SO	305	75	M_1
12	40	80 SW	41	83 NO	M''_2
(80, 20)	45	62 SW	50	79	C_1
	305	80 SO	305	86	M_1 M''_1
13	55	82 SW	55	83 NO	C_1
(55, 15)	310	77 SO	310	82 SO	M_1 M''_1

Nummer	Str. gemessen	Fallen gemessen	Str. transformiert	Fallen transformiert	System
14	57	82 SW	57	87 NO	C_1
(65, 11)	330	84 SO	329	85	C_2
	340		340		C''_2
15	55	78 SW	55	87 NO	C_1
(50, 15)	110	75 SO	104	80	C'_2
	340	90	340	90	C''_2
16	40	90	40	80 NO	M''_2
(65, 10)	110	80 NW	109	90	Y
	355	90	355	87 O	M_2
17	55	82 SW	55	83 NO	C_1
(40, 15)	100	90	101	83 N	C'_2
	345	88 O	345	86 O	C''_2
18	0	85 O	0	80	M_2
	30	90	29	76 NO	Z
	40	80 NO	36	70	M''_2
(60, 15)	105	80	104	90	C'_2
	300	90	301	83 NW	Y
	335	75 SO	331	74	C_2
	341	85 SO	340	82	C''_2
19	0	75 W	0	80	M_2
	5	90	5	85 O	M_2
(70, 12)	25	90	24	81 NO	Z
	70	90	70	78 NO	C''_1
	94	84 S	94	84 N	C'_2
20	30	65 SW	34	75	M''_2
	40	73 SW	39	79	M''_2
	45	57, 74, 82 SW	43, 49	73, 82 NO, 90	M''_2 C_1
(75, 18)	60	87 SW	58	76	C_1
	94	76 S	93	80	C'_2
	97	75 S	96	88	C'_2
	310	86 SO	310	84 N	M_1
	333	70 SO, 90	328	73, 90	C_2
21	5	75 SW	8	82	C'_1
(65, 15)	70	80 SW	70	85 N	C''_1
	340	90	340	90	C''_2
22	55	65, 77 SW	58	63, 75	C_1
(164, 7 W)	70	90	70	90	C''_1
	100	90, 70 S	100, 102	88, 73	C'_2
	325	80 SO	325	86	C_2
23	60	82 NO	57	80	C_1
(145, 22 NW)	100	90	98	77 NW	C'_2

Nummer	Str.	Fallen	Str.	Fallen	System
	gemessen		transformiert		
24 (120, 18 N)	100 350	80 S 45 W, 62 O	101 345 369	83 71 33	C'_2 C''_2 C'_1
25 (73, 16)	30 70 315 355	75 SW 80 SW 90 85 W	33 70 315 355	84 84 N 85 $\overline{\text{N}}$W 88 O	M''_2 C''_1 M_1 M''_1 M_2
26 (70, 12)	30 310 355	90 75 SO 90	29 310 355	78 NO 81 90	Z M^1 M_2
27 (350, 15)	15 45 94	70 O 80 87 N	10 42 94	65 70 75	M_2 M''_2 C_2'

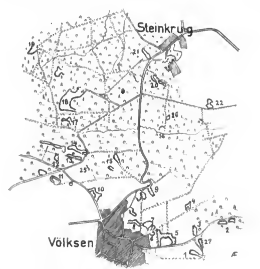


Fig. 10. Übersichtskarte der Aufschlußpunkte bei Völksen. 1 : 50 000.

Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, haben sich die Beobachtungswerte durch die Transformation zum Teil stark verändert, besonders der Einfallswinkel; nach Süden einfallende Winkel fallen jetzt nach Norden und umgekehrt.

Zahlreiche Fallwinkel haben durch die Transformation den Wert 90° erhalten!

Im allgemeinen sind die in der Natur gemessenen Fallwinkel genauer zu bewerten als die Streichwinkel. Die Änderungen in der Streichrichtung um 1—3° sind belanglos, weil die Beobachtungsfehler schon größer sind. Die geringen Unterschiede erklären sich aus den verhältnismäßig kleinen Einfallswinkeln der Schichtflächen. Bei größerer Neigung ergeben sich auch viel größere Differenzen des Kluftstreichens.

Die zusammengehörigen Streichrichtungen sind am besten nach Eintragung auf einen Plan zu erkennen (siehe Taf. ...). Zuerst fallen die aufeinander senkrecht stehenden Kluftlinien des Cloosschen Systems in die Augen. Um eine einheitliche Bezeichnung einzuführen, werden die Flächen senkrecht zum Druck C_1, parallel zur Druckrichtung C_2, die linken Mohrschen Flächen M_1 und die rechten M_2 genannt. Im Deister liegen nun mehrere Systeme übereinander, die die Bezeichnung C_1, C_2 und C'_1, C'_2 usw. erhalten.

Am stärksten vertreten ist das System C-M. Die streichenden C_1-Werte haben fast alle den Winkel 55°. Diese Richtung fällt aber nicht mit dem Hauptstreichen des Gebirges zusammen. Das C-System muß darum älter sein als das zur heutigen Faltung gehörende Kluftsystem.

Als die Schichtmassen erstmalig auf Seitendruck beansprucht wurden, lagen sie wahrscheinlich horizontal. Die Klüfte müssen dann wie im allgemeinen Teil gefordert wurde, die Schichten rechtwinklig durchsetzen. Das tun die C_1- und C_2-Flächen durchaus. Die C_2-Flächen müssen theoretisch immer 90° haben, während die C_1-Flächen, wenn der Druck von schräg unten kam, alle parallel unter einem bestimmten Winkel geneigt sein müssen. Die C_2-Flächen haben auch den Winkel von 90°. Die häufigsten C_1-Werte liegen zwischen 83° und 87° N. Nach Norden geneigt sind sie alle. Ob nun die geringe Abweichung gegenüber 90° auf Ungenauigkeit der Messungen beruht, oder ob der Druck unter einem sehr flachen Winkel angriff, läßt sich hier nicht entscheiden. Jedenfalls liegen die Abweichungen noch innerhalb der Fehlergrenzen, und aus diesem Grunde dürfte wohl der erste Fall der richtige sein: Der Druck wirkte horizontal. Im allgemeinen muß man wohl beim Streichwinkel mit einem Fehler von bis ± 5° und beim Fallwinkel bis ± 3° rechnen.

Die zum C-System gehörigen MOHRschen Flächen M_1 und M_2 sind sehr ungleichwertig entwickelt, M_1 ist häufiger als M_2. Der eingeschlossene Winkel ist sehr spitz = 50°. Daraus folgt, daß das C-System in größerer Tiefe gebildet worden ist. Der Winkel ist nicht vom Material sondern vom Materialzustand abhängig: je größer der allseitige Druck, desto spitzer der Winkel. Wahrscheinlich lag zu jener Zeit eine größere Masse jüngerer Ablagerungen auf unserem Gebiet. Da 50° der spitzeste der hier auftretenden MOHRschen Winkel ist, haben wir somit den zweiten Beweis, daß das C-M-System das älteste sein muß. Einen weiteren Beweis ergeben die unter 90° einfallenden C_1-, C_2-, M_1- und M_2-Flächen. Die Schichten müssen damals also horizontal gelegen haben.

Das nächstjüngere ist das C'-M'-System. Es findet sich nur im Osten. Die C'_1-Flächen streichen fast nord-südlich, durchschnittlich 8° West. Im südöstlichsten Teil fallen aber die C'_1-Flächen nach Osten ein und zwar, von Ost nach West betrachtet, erst 65°, dann 76° und 74° und schließlich 90°. Die C'_2-Flächen sind ebenfalls entsprechend geneigt: im Süden 75° N und im Norden 75° S, weiter im Norden 90°. C'_1 und C'_2 waren ursprünglich mit 90° angelegt. Gibt man ihnen jetzt wieder die 90°-Lage, dann erhält man eine flache Mulde. Das heißt also: Die Kräfte des C-M-Systems haben eine flache Wellung der Schichten hier im südöstlichsten Teil hervorgerufen. die im allgemeinen kaum nennenswert war. Sie schufen hier eine flache Mulde, die der Druck des C'-M'-Systems vorfand und weiter umformte. Die M'-Flächen decken sich nun hier mit schon vorhandenen Richtungen. M'_1 deckt sich mit C_1 und M'_2 deckt sich mit M_1. Da der MOHRsche Winkel, der von M'_1 und M'_2 gebildet wird, symmetrisch zur C'_2-Richtung liegt, ist es durchaus nicht verwunderlich, daß schon vorhandene Richtungen bei neuen Druckeinwirkungen wieder benutzt wurden. Vorausgesetzt dabei wird natürlich. daß die Flächen größter Spannung sich wenigstens annähernd mit den vorhandenen Kluftrichtungen decken. Sowie sich größere Differenzen bilden, würden auch neue Klüfte entstehen. Vielleicht ist die eine M'_2-Kluft, die zu Punkt 3 gehört und im Gebiet der stärksten Depression liegt, neu gebildet worden, denn die Transformation hat einen Wert von 73° SO ergeben, während dieselbe Kluft weiter südwestlich außerhalb der Depression den verlangten Wert von

90° behalten hat. Der MOHRsche Winkel beträgt beim C'-M'-System 70°, d. h. also, das C'-M'-System ist in einer geringeren Tiefe als das C-M-System entstanden. Die Intensität des zweiten Systems war geringer als die des ersten, weil die Reichweite eine geringere ist. Nur im Nordteil setzen einige C'_2-Klüfte weit nach Westen durch.



Fig. 11. Geologische Skizze des östlichen Deisters. 1:100000. Die in der Skizze eingetragenen Störungen stellen nur Richtungen dar. In Wirklichkeit ist ihre Anzahl erheblich größer.

Man erkennt, wenn man beide Systeme zueinander in Beziehung setzt, daß das erste System ein herzynisch und das zweite ein rheinisch gerichtetes ist. Die Systemrichtungen decken sich genau mit den Achsen der Hebungslinien, die STILLE in dieser Gegend konstruiert hat. Das

herzynisch gerichtete System gehört demnach zur „Deisterachse" und das rheinisch gerichtete zur „Limbergachse", deren Fortsetzung wir im Benther Salzhorst zu suchen haben. Daß die herzynische Richtung die ältere sein muß, ergibt sich noch aus dem geologischen Aufbau des Süllberges, des Vörier Berges und aus der Wealden-Sandsteininsel südlich Vörie (s. Fig. 11). Bei den beiden zuletzt genannten Vorkommen ist der herzynische Aufbau besonders klar zu erkennen. Aus der obigen Analyse hat sich ergeben, daß die rheinische Faltung — wenigstens in dieser Gegend — wesentlich schwächer gewesen sein muß als die herzynische. Sie konnte enge Faltenwellen des herzynischen Systems nicht durchbrechen, sondern trat nur da auf, wo die Faltung sehr schwach oder nicht entwickelt war. So läßt sich deutlich feststellen, daß die Limbergachse, durch den großen Widerstand gebrochen, vom Süllberg ab unter den Vörier Berg untertaucht, und erst im Benther Sattel mit besonderer Kraft erscheint. Wenn ich davon gesprochen habe, daß die herzynische Bewegung die ältere sein muß, ist das nur so zu verstehen, daß sie h i e r die ältere ist. Sonst können sich beide abwechseln oder auch gleichzeitig auftreten. Beide Systeme gehören sicher zusammen, beide haben die gleichen Ursachen, nur die äußeren Erscheinungen, die Wirkungsweisen, sind je nach dem lokalen konstruktiven Aufbau der Erdrinde verschieden.

Dieser Punkt berührt die Meinungsverschiedenheiten zwischen Grupe und Haarmann[3]). Die mechanisch-physikalischen Untersuchungen zwingen zu der Annahme, daß es mehrere, zeitlich getrennte Massenbewegungen gegeben haben muß. Wie groß die zeitlichen Zwischenräume waren, läßt sich hier leider nicht entscheiden.

Mit dem vorher Gesagten will ich durchaus nicht behaupten, daß es zwei grundsätzlich verschiedene Druckrichtungen gibt, die zu verschiedenen Zeiten einmal ein herzynisches und dann ein rheinisches Kompressionsgebiet schufen. Ich bin eher der Meinung, daß es nur eine Druckrichtung, wahrscheinlich die zum herzynischen Streichen gehörige, gab. Jede Druckwirkung, ob sie sich nun in Faltenbewegungen, isostatischen Bewegungen oder nur in Kompression äußert, schafft andere lokale Bedingungen, die die

---

[3]) O. Grupe, Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen. Diese Zeitschr. 1922, Mon.-Ber. S. 2 und E. Haarmann, Bemerkung zu O. Grupes Vortrag. Ebenda S. 25.

spätere Druckwirkung der nächsten Phase beeinflussen muß. An der einen Stelle summieren sich die Vorgänge, d. h. die herzynische Richtung bleibt; an einer anderen Stelle wirkt nicht die Kraftrichtung selbst, sondern eine durch die Widerstände — die die vorhergehende Phase geschaffen hat — hervorgerufene Kraftkomponente, d. h. das Streichen lenkt um und kann rheinisch werden. Nur so läßt sich vielleicht das häufige Umlenken der herzynischen Richtung in die rheinische erklären, auf das GRUPE mit Nachdruck hinweist.

Schon das dritte, das C″-M″-System ist wieder ein herzynisches. Das Streichen der C''_1-Richtung liegt zwischen 65° und 70°, was mit der allgemeinen Streichrichtung des Deisters übereinstimmt. Mit Ausnahme des äußersten Südostens hat der Druck des C″-M″-Systems noch ein fast ungefaltetes Gebiet vorgefunden; die Klüfte haben alle ein Einfallen von 90°. Die MOHRschen Flächen benutzen auch bei diesem System schon vorhandene Kluftrichtungen, so fallen die M''_1-Flächen mit den M_1-Klüften zusammen. Die M''_2-Flächen sind neu gebildet. Der MOHRsche Winkel beträgt 90°, das heißt, der Druck dieses Systems hat den geringsten Widerstand vorgefunden. Wahrscheinlich war auch dies der Grund, daß die zu diesem System gehörende gebirgsbildende Kraft die Auffaltung des Deistersattels und der nordöstlich vorgelagerten Höhenrücken verursachte. In diesem Fall müssen Sackungen von Schollenstücken eingetreten sein, die in erster Linie mit dem C″-M″-System Beziehung haben. Die Sackungen äußern sich als Verwerfungen, die wir hier auch tatsächlich beobachten.

Nördlich Springe (s. Fig. 11) finden sich zwei rechtwinklig aufeinanderstehende Verwerfungen, die einen weit in den Wealden-Sandstein vorgetriebenen Weißjurakeil begrenzen. Es handelt sich hier um M''_1- und M''_2-Flächen. Das Streichen stimmt mit 310° und 41° genau mit dem Streichen der M″-Flächen überein. Hieraus erklärt sich auch das widersinnige Einfallen der Schichten unmittelbar nördlich der M''_2-Verwerfung. Die Sandsteine fallen anstatt mit 10—15° NO mit 15—30° senkrecht zur Verwerfung nach SW, haben mit dieser also dasselbe Streichen.

Wenn Auffaltungen stattfinden, treten die streichenden Klüfte besonders in Erscheinung. Tatsächlich sind auch die C''_1-Klüfte und -Verwerfungen weitaus die häufigsten. Leider lassen sie sich an der Oberfläche, wie in der Ein-

leitung zu diesem Abschnitt schon gesagt wurde, nur sehr schwer feststellen. Die streichenden Klüfte, die in der Karte vermerkt sind, stammen meist aus den Grubenrissen der alten Steinkohlenbergbauten. Die besonders wichtige Verwerfung 3 läßt sich an einzelnen Punkten auch oberflächlich erkennen. Eine wichtige Querverwerfung (Nr. 4) ist durch Kartierung östlich der Chaussee Steinkrug—Völksen festgestellt worden. Sie fällt genau mit der C''_2-Richtung zusammen.

Andere Richtungen sind in der Südostecke zu erwarten. Hier ist Verwerfung Nr. 5 eine streichende, zu C''_1 gehörende, während Nr. 6 eine streichende, zu C'_1 gehörende darstellt. Sie liegt in demselben Gebiet, wo die Spezialfaltung des C'-M'-Systems stattfand.

Da die Kartierung des Gebiets noch nicht beendet ist, werden sich wahrscheinlich noch weitere wichtige Beziehungen ergeben.

Es scheint noch ein viertes System zu bestehen. Von Südost nach Nordwest zieht sich ein sehr weitmaschiges Netz von aufeinander senkrecht stehenden Linien, die ich mit Y und Z bezeichnet habe. Ob es sich um ein C- oder M-System handelt, läßt sich erst entscheiden, wenn größere Flächen untersucht worden sind. Die Y-Linien haben ein Einfallen von 90°, die Z-Linie dagegen von 76—80°. Dieses System scheint zuletzt nach der Auffaltung des Deistersattels entstanden zu sein. Ihm gehören auch die Verwerfungen 7 u. 8 an.

Die zum C-M-System gehörenden Strahlen M_1 der Beobachtungspunkte 10 u. 10a haben außer einem Einfallen von 90° noch einen zweiten Fallwinkel von 53° SO. Ferner findet sich bei Punkt 4 ein M_1-Strahl mit einem Einfallen von 90° und 55° NW. Letztere Fläche steht in der Tiefe senkrecht auf den entsprechenden Flächen der Punkte 10 und 10a. Es handelt sich hierbei also, wie im ersten Abschnitt gefordert wurde, um M-Flächen, die im Profil als M-Linien auftreten. Diese Flächen sind durch einen größeren Belastungsdruck entstanden. Da die M_1-Linien sich mit den M''_1-Linien decken, kann man nicht entscheiden, zu welchem System die Profil-M-Linien gehören.

Im Profil-Kluftbild fehlen noch die C_1-Linien. Sie sind mehrfach beobachtet, aber wegen ihres äußerst geringen Einfallens nicht gemessen worden.

Folgende Tabelle gibt eine übersichtliche Zusammenstellung der Transformationswerte nach den einzelnen Kluftsystemen geordnet.

		Häufigkeits-Mittel
C_1	49— 58°	55°
C_2	325—331°	329°
M_1	305—315°	310°
M_2	355— 6°	6°
C'_1	5— 10°	8°
C'_2	94—104°	98°
M'_1	siehe C_1, geht bis	63°
M'_2	siehe M_1, decken sich völlig	
C''_1	68— 77°	70°
C''_2	340—345°	341°
M''_1	305—315°	310° s. M_1
M''_2	33— 44°	39°
Y	17— 29°	23°
Z	109—301°	110°

Die Feststellung, daß ein schon vorhandenes Kluftsystem von einem folgenden teilweise wieder benutzt wird, ist wichtig. Im Gelände müssen sich die mehrmals benutzten Kluftrichtungen von den zuletzt entstandenen Klüften gut unterscheiden lassen. Diese Voraussetzung ist auch vollauf bestätigt worden. Die zuletzt gebildeten, oder wegen ihrer Lage nicht wieder benutzten Klüfte haben den Charakter von Rissen; sie klaffen kaum, und die beiden Kluftwände passen wie Positiv und Negativ aufeinander. Die mehrfach gebrauchten Klüfte dagegen klaffen viel deutlicher, und die beiden Wände passen nicht aufeinander.

Zum letzten Fall gehören z. B. die C_1-Klüfte, die auch von M'_1 benutzt werden. Noch auffälliger ist es bei der M_1-Richtung, die von M'_2 und M''_1 benutzt worden ist.

Es können aber auch nur einmalig benutzte, reine Druckklüfte den Charakter von mehrfach benutzten annehmen, wenn auf ihnen Bewegungen stattgefunden haben (Bewegungsklüfte). Ob es sich während des Druckvorgangs um kleine horizontale Verschiebungen oder um Verwerfungsbewegungen handelt, bleibt sich gleich. Die beiden Bewegungen kann man nur durch die Lage der Rutschstreifen auseinanderhalten. Hierzu müssen z. B. die C_2-Richtungen der drei Systeme gehören, da sie alle in der Natur stark betont sind.

Die besten senkrechten Rutschstreifen lassen sich an den flach einfallenden Klüften beobachten, so bei den schon

erwähnten M_1-Richtungen von Punkt 10 und Punkt 4. Hier ist ein großer Keil mit einem Schneidewinkel von 90° in die Tiefe gesackt.

Es muß angenommen werden, daß die mehrfach gebrauchten Kluftrichtungen für die Wasserführung von Bedeutung sind. Da die Hauptmasse der Gesteine des Untersuchungsgebiets aus Kalken und Sandsteinen besteht, die von Mergeln und Schiefertonen getrennt sind, ist eine Wasserzirkulation innerhalb von getrennten Stockwerken möglich. Wie der Bergbau in Barsinghausen am Nordwestende des Deisters gelehrt hat, ist die Zirkulation in der Tat sehr stark. Vor allem sind es die streichenden C''_1-Klüfte, die unter Tage bis zu einem halben Meter klaffen und zum Teil keine Spur einer Ausfüllung zeigen. Bei horizontalen Schichten und e i n e m Drucksystem müssen die C_1-Klüfte gerade die bestgeschlossenen sein. Sobald aber eine Auffaltung einsetzt, sind die C_1-Linien die Hauptscharniere der Bewegung. Die Spalten öffnen sich zonenweise — zumal hier am Deister, wo die Auffaltung unter einer seitlichen Spannung des vorangegangenen C'-M'-Systems stattgefunden hat. Die C''_1-Spalten und -Verwerfungen zeigen nicht nur unterirdisch die stärkste Wasserführung, sondern auch oberirdisch. Die Hauptentwässerung des östlichen Deisters findet auf der großen streichenden Verwerfung 3 (Fig. 11) statt, wie das aus den zahlreichen Quellpunkten auf dieser Linie ersichtlich ist. Andere wichtige Quell-Linien sind die M''_2-Spalten, wie das Verwerfung Nr. 10 zeigt. Wir haben es am Deister überhaupt nur mit Verwerfungs- und Spaltquellen zu tun.

Folgendes hydrologisches Bild ergibt sich:

Z u f ü h r u n g s l i n i e n sind die C_1- (= M'_1-), C_2-, C'_2-, C''_2-, M_1- (= M''_1-, M'_2-), M''_2-Klüfte,

A b l e i t u n g s l i n i e n sind z. T. die vorigen, aber in erster Linie die C''_2- und M''_2-Klüfte und -Verwerfungen.

5.

Die zeitliche Fixierung der Systeme.

Es ist schon mehrfach betont worden, daß der MOHRsche Winkel nicht von der Druckstärke, sondern vom Materialzustand abhängt. Von Einfluß müßte dann auch schließlich die Substanzart — ob Kalk oder Sandstein — sein.

Ein Unterschied läßt sich aber in unserm Fall nicht feststellen. Es ist möglich, daß sich eine Schichtenserie reinen Sandsteins anders verhält als eine Wechselfolge von Sandstein und Schieferton, die ja den Wealden charakterisiert. Aufschluß über diese Fragen kann wohl weniger das Experiment als die systematisch angestellte mikrotektonische Untersuchung ergeben.

Auffällig ist, daß die Juraablagerungen kein eigenes Kluftsystem haben; sämtliche Kluftrichtungen kommen auch im Wealden vor. Dem scheint also die Phasentheorie der kimmerischen Faltung Stilles zu widersprechen. Wenn vor Ablagerung des Wealden schon Gebirgsbewegungen stattgefunden haben, müßten sich auch Spezialkluftsysteme im Jura finden. Die beiden Kluftsysteme würde man aber nicht trennen können, wenn zu beiden Zeiten (Jura und Wealden) dieselben tektonischen Bedingungen herrschten und die Druckrichtung dieselbe wäre.

Hier stehen sich nun zwei grundsätzlich verschiedene Meinungen gegenüber. 1. Wenn man streng physikalisch entscheiden will, kann eine Auffaltung erst nach dem Wealden stattgefunden haben. 2. Die geologischen Untersuchungen lehren, nach den Forschungen Stilles und seines Schülers Dahlgrün, daß es eine vorportlandische und eine vorserpulitische Phase der Abtragung gegeben hat. Sie setzten Faltenbewegungen schon im Weißen Jura voraus. Der Unterschied zwischen Punkt 1 und 2 soll etwas näher erörtert werden.

Sämtliche Absätze des Weißen Jura und des Wealden sind Ablagerungen eines sehr flachen Meeres, teilweise der flachsten Flachsee. Es genügen dann schon Hebungen von wenigen Metern, um einen Meeresboden trocken zu legen. Welche Schichten sind im Untersuchungsgebiet überhaupt der Abtragung anheimgefallen? Bis zum Korallenoolith sind die Schichten gleichmäßig entwickelt, erst im Kimmeridge stellen sich Differenzen ein. Mit wechselnder Mächtigkeit sind der Mittlere und der Untere Kimmeridge in der ganzen Umgebung entwickelt, mit Ausnahme im Untersuchungsgebiet selbst. Hier lagern auf dem Korallenoolith sofort die Gigasschichten. Schon 6 km westlich sind die Schichten des Unter-, Mittel- und Ober-Kimmeridge am Samkeweg mit etwa 10 m Mächtigkeit entwickelt. Die Hebung braucht also nur wenig mehr als 10 m betragen zu haben. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Über-

gangszeit Münder Mergel—Serpulit. Wie sich die vorserpulitischen Verwerfungen im Osterwalde mit Sprunghöhen von 200 m dazu verhalten, müßte erst untersucht werden.

Der Hiatus des Kimmeridge vergrößert sich von Völksen an nach Osten immer mehr bis zur Limbergachse, wo er am größten ist. Man war also gezwungen, eine vorportlandische Faltung anzunehmen.

Kluftmessungen unmittelbar in der Limbergachse sind mangels geeigneter Aufschlüsse nicht vorgenommen worden. Nur am Süllberg wurden zwei Wealden-Sandsteinbrüche untersucht. Für jurassische Bewegungen können diese Kluftmessungen natürlich nicht benutzt werden.

Im Vergleich mit der geologischen Deutung setzen sich der rein physikalischen Betrachtung zwei Schwierigkeiten entgegen. Die eine besteht darin, daß die Juraablagerungen kein selbständiges Kluftsystem besitzen. Es ließe sich aber vorstellen, daß sich die Klüfte des Juragebirges nach Ablagerung des Wealden bei postjurassischen Bewegungen ins Hangende fortsetzen und den Wealden in denselben Richtungen zerbrechen. Die andere Schwierigkeit besteht darin, daß — bei Auffaltung, die schon im Jura stattgefunden hat — streng physikalisch genommen die C''_1-Klüfte nach der Transformation nicht 90° betragen dürfen. Zwar sind Abweichungen vorhanden. Sie sind aber meist so gering, daß sie innerhalb der Fehlergrenzen liegen.

Da man die geotektonischen Vorgänge nicht in streng mathematisch-physikalische Schablonen pressen kann, reduziert sich die genannte Schwierigkeit in u n s e r e m U n t e r s u c h u n g s g e b i e t auf ein Minimum. Bedenkt man nämlich, daß die Summe sämtlicher Gebirgsbildungsphasen am Deister nur eine Aufsattlung von 10—15° Einfallen des Faltenschenkels hervorgerufen hat, dann kann man für eventuelle jurassische Auffaltungen, die schwächer waren als die interkretazischen, einen Betrag von etwa 5° ansetzen[4]). Die vorher gebildeten C_1-Klüfte würden folglich auf dem nördlichen Faltenschenkel ein Einfallen von 85° S erhalten. Lebt nun nach einiger Zeit der horizontal wirkende

[4]) Daß die Diskordanz zwischen Weißjura und Wealden nur eine sehr geringe sein kann, ergibt sich auch aus der kaum nennenswerten Differenz zwischen dem Einfallen beider Ablagerungen. Der Unterschied beträgt höchstens 5°, was also sehr gut mit der obigen Annahme übereinstimmen würde. Ebensogut kann aber diese Differenz tektonisch vorgetäuscht sein.

Druck wieder auf, müßten jetzt, streng physikalisch genommen, neue C_1-Klüfte unter einem Winkel von 90° gebildet werden. Da aber Kluftflächen mit 85° Einfallen vorhanden sind, ist es wohl beinahe selbstverständlich, daß diese wieder benutzt werden. Dagegen müssen bei Gebieten mit stärkerer Faltung neue C_1-Klüfte mit 90° entstehen. Die Bestätigung dieser Forderung muß aber späteren Untersuchungen in stärker gefalteten Gebieten vorbehalten bleiben.

Es ist beabsichtigt, die Untersuchungen aus dem Rahmen des kleinen Untersuchungsgebiets hinaus auszudehnen, vor allem werden Messungen in den weiter südlich aus dem Diluvium auftauchenden Resten der Limbergachse Klarheit schaffen.

Sicher ist, daß das Untersuchungsgebiet mindestens viermal auf Seitendruck beansprucht worden ist, die man der Reihe nach trennen kann. Die eigentliche Faltung des Deisters erfolgte zur Zeit des C″-M″-Systems, die frühestens in die Zeit zwischen Wealden und Ober-Valanginien zu legen ist.

Das letzte Kapitel schneidet einige bedeutungsvolle Fragen an, auf die ich hiermit besonders hinweisen möchte. Die Lösung wird erst nach weiteren Untersuchungen möglich sein, denn es wäre irrig, aus einem derartig kleinen Untersuchungsgebiet allgemeine Schlüsse ziehen zu wollen. Nur Untersuchungen größerer Flächen können, wenn sie einheitlich gehandhabt werden, greifbare Ergebnisse liefern.

4. Über die oberliassische „Schwarze Kreide“ von Vehrte bei Osnabrück.

Von Herrn CARL STIELER in Berlin.

Einleitung und Über die Eigenschaften der „Schwarzen Kreide“.

Die als „Schwarze Kreide“ (Schw. Kr.) in den siebziger Jahren vorigen Jahrhunderts durch TRENKNER (23) in die Literatur eingeführten, viel zitierten, nie näher beschriebenen Schichten sind zurzeit noch in e i n e m Bruch, am „Teufelsbackofen“ bei Vehrte, in größerer Ausdehnung erschlossen. Sie werden dort in etwa 33 m Mächtigkeit abgebaut, weitere 15 m im Liegenden bestehen, soweit sich dies nach einigen Anrissen beurteilen läßt, noch aus demselben Material. Als Hangendes folgen der Schw. Kr. 6,50 m „Blaue Kreide“ (Bl. Kr.). Letztere ist zwar weniger wertvoll, wird aber gleichfalls abgebaut und wie die Schw. Kr. verwertet. Mit Ausnahme vom „Franzosenschwarz“ (S und Q des Profils), das „nicht trocknet und die Mühlen verschmiert“, ist jede Schicht technisch verwendbar. Das Franzosenschwarz wird jetzt auf die Halde geworfen, in der Vorkriegszeit ging es nach Frankreich, daher der Name.

Die sonstige Schw. Kr. ist ein mehr oder weniger schiefriges, tiefschwarz abfärbendes Material; die Bl. Kr. hat demgegenüber einen leichten Stich ins bläuliche. Manche Schichten machen einen fetten Eindruck, so daß man versucht ist, einen hohen Ölgehalt anzunehmen. Das Material läßt sich nur schwer von den Händen abwaschen, es setzt sich unter die Nägel, wo es infolge hohen Säuregehalts wunde Stellen schafft, an denen Infektion nicht ausbleibt. Während meiner Sammeltätigkeit in der Schw. Kr. war ich dauernd mit Eiterungen an den Nägeln behaftet.

Die Schw. und Bl. Kr. wird so, wie sie aus dem Bruch kommt (nur nach Auslesen der Schwefelkiesknauer), in die „Vereinigten Schwarzkreide-Werke“, CARL GÖSLING, Vehrte“, transportiert, und dort in Kammern bei etwa

70° mittels heißer Luft getrocknet. Intensiver SO_2-Geruch macht sich beim Trocknungsprozeß bemerkbar, Öl schwitzt nicht aus. Trocken wird das Material in Kugelmühlen gemahlen und ist nun versandfertig. Die Hauptabnehmer sind Farbfabriken, untergeordnete Mengen dienen der Herstellung von Stiefelwichse.

Beschreibung des Vehrter Bruchs.

Der Bruch liegt, wie schon erwähnt, unweit des „Teufelsbackofens". Als solcher wird ein Hünengrab bezeichnet. Bei dieser Benennung mag die Farbe der Schw. Kr. von ausschlaggebendem Einfluß gewesen sein.

Der Abbau erfolgt auf drei Sohlen in einem Schlitz, der nahezu in der Fallrichtung der Schichten angelegt ist. Er schreitet in der Streichrichtung voran. Die Schichten des Bruchs liegen gleichartig, sie sind zwar stark zerklüftet[1]), in sich aber ungestört. Streichen der Schichten: N 86 W, Fallen 25½° N.

Profil.

(Von unten nach oben.)

Blaue, fette Tone (Amaltheen-Schichten).

etwa 15,— m	Schw. Kr., nur stellenweise und in völlig verwittertem Zustand erschlossen.
A_1 1,— m	Verh. harte, zähe, nach einzelnen Schichtflächen spaltende, aber nicht schiefrige Schw. Kr. Pyritkriställchen in den Hohlräumen, die nach der Auflösung von Muschelschalen im Gestein zurückgeblieben sind.
A 0,60 m	Schw. Kr., Wechsellagerung von schiefrigen Partien, deren Schichtflächen unzählige Posidonomyen aufweisen, mit weniger schiefrigen ohne solche. Kleine Schwefelkiesknauer.
B 0,70 m	Zähe, etwas fette, aber nach einzelnen Schichtflächen gut spaltende Schw. Kr. Grenze gegen C unscharf. Schwefelkies in Knauern und Schnürchen.
C 2,50 m	Zähe, wenig fette, gut nach einzelnen Schichtflächen spaltende Schw. Kr. Schwefelkies in Knauern und Schnüren.

[1]) Auf die Klüftung kann hier nicht eingegangen werden, dies wird anderen Orts erfolgen. Schon jetzt sei bemerkt, daß in physikalisch verschiedenen Schichten des Bruchs sich Verschiedenheiten in den Kluftrichtungen feststellen ließen. Vgl. STIELER, Ein Beitrag zum Kapitel Klüfte. Zentralbl. f. Min., ...Jahr. 1922, S. 708.

D 0,10 m Geodenlage. Die Geoden fast durchgängig zu einem knetbaren bräunlichen, viel feinverteilten Schwefelkies enthaltenden Ton zersetzt. Zwischen den Geoden ein tiefschwarzes, fein zerreibbares, nicht knetbares, graphitähnliches Material.

E 6,50 m In den unteren zwei Dritteln Wechsellagerung zäher bis plastischer mit härterer schiefriger Schw. Kr. Darin Geoden wie in D. Im oberen Drittel tritt die Spaltbarkeit nach den Schichtflächen stark zurück gegen solche nach einer anders liegenden Schieferung. Das Material ist splitterig. Schwefelkies in Knauern (z. T. in Würfelform) und schmalen Schnüren. Grenze gegen F unscharf. Auf älteren Bruchwänden glasartiger, auf Ausblühungen zurückgehender Überzug.

F 0,70 m Sehr zähe, fette Schw. Kr. Fast nicht nach Schichtflächen spaltbar, bricht aber nach Schieferungsflächen. Schwefelkies wie in E.

G 1,10 m Harte, splittrige Schw. Kr. Gut spaltbar nach Schieferungs-, schlecht, treppig nach Schichtflächen. Schwefelkie wie in E.

H 0,35 m Zähe, stumpf rußig aussehende Schw. Kr. Spaltet nach wenigen Schichtflächen, nach diesen aber gut. Abgrenzung gegen Hangendes wie Liegendes unscharf. Schwefelkies in geringen Mengen.

I 6,70 m Wechsellagerung zäher bis plastischer mit spröderer Schw. Kr. Auch in letztgenannter Ausbildung schwer nach Schicht-, leicht in Schiefertafeln nach Schieferungsflächen spaltend. Technisch hochwertig. Schwefelkies in (z. T. würfelförmigen) Knauern.

K 0,65 m Feinblättrige Schw. Kr. Schwefelkies in Schnüren und (z. T. würfelförmigen) Knauern. Starke Ausblühungen.

L 1,65 m In kleine Stücke zerfallende, stark schiefrige Schw. Kr. Schwefelkies in Knauern, oft schwebend ausgebildete Würfel bis 1 cm Kantenlänge.

M 1,50 m Nach den Schichtflächen spaltende Schw. Kr. Grenze gegen das Hangende unscharf. Schwefelkiesknauer. Kluftflächen mit Schwefelüberzug.

N 1,40 m Zähe Schw. Kr. Im oberen Drittel Geoden, in ihnen mit Schwefelkies überkrustete Hohlräume: ehemals von Belemnitenrostren eingenommen. Außerdem Schwefelkies in Knauern.

O 0,05 m Schwefelkiesbank. Mürbe Schw. Kr., glitzernd durch sehr viel teils fein verteilten, teils in dünnen Bändern angeordneten, und dadurch das Material verfestigenden Schwefelkies. Belemnitenrostren wie in N.

P 1,55 m Technisch hochwertige Schw. Kr., ausgesprochen nach Schichtflächen spaltend. Geoden, in denen Schwefelkies in Lagen und Rissen angeordnet ist; außerdem findet er sich in bis eigroßen Knauern. Gegen oben wird das Material zäher.

Q 0,10 m Tiefschwarze plastische Schicht: „Franzosenschwarz". In ihr Geoden, oft die Schicht in voller Höhe ein-

nehmend, mit Schwefelkiesrinde und knetbarer brauner Tonfüllung.

R 0,85 m Bröcklige Schw. Kr. mit meist muscheligem Bruch, nur nach einzelnen Schichtflächen spaltet sie glatt. Viele der Schichtung folgende Schwefelkiesschnüre. Auf den Wänden Überzug wie bei E.

S 0,45 m „Franzosenschwarz" wie Q. In ihm zahlreiche Geoden. Ein Teil dieser zu bräunlicher Tonmasse zersetzt, die meisten schwarz, hart, glitzernd infolge sehr vieler kleiner Pyritkristalle. Die Grundmasse dieser Geoden ist Tonsubstanz, mit örtlichen Verkieselungen. In diesen Geoden Hohlräume, die auf Ammoniten zurückgehen, als Pyritdrusen ausgebildet. Außerdem Schwefelkiesknauer und, der Schichtung parallele, oft mehrere cm dicke Schwefelkiesschnüre.

S_1 0,90 m Bröcklige Schw. Kr. wie R. Zersetzte Geoden wie in S. Viel Schwefelkies in lagerechten Schnüren.

T 0,18 m Untere 6 cm „Belemnitenschicht", Erhaltung wie in N. Obere 12 cm harte, fe[illegible] Schw. Kr. mit muscheligem Bruch. Spaltbarkeit n[illegible] den Schichtflächen wenig ausgeprägt. Auf den Klüften braune Eisenrinde.

U 1,90 m Etwas fette Schw. Kr. ohne Geoden und größeren Schwefelkiesgehalt. Physikalisch wie T. Grenze gegen V unscharf. Die Klüfte mit Schwefelüberzug.

V 2,70 m Schw. Kr. wie U. Spaltbarkeit nach den Schichtflächen nimmt gegen o[illegible] zu. Auf den Wänden Überzug wie bei E.

W 4,15 m Ziemlich weiche Bl. Kr. mit Glimmerblättchen. Neigt zu dünnblättrigem Zerfall[2]). Schwebend ausgebildet ein 1 cm großer Quarzkristall.

X 0,15 m Horizontbeständige Geodenlage. Ebensolche Geoden finden sich aber bis 1 m im Liegenden und 0,5 m im Hangenden. Die Geoden enthalten innerhalb fester, stark mit Quarz durchtränkter, Wandungen ein ganz lockeres, rußartiges, tiefschwarzes Verwitterungsresiduum. Die Wand selbst sieht gegen innen schwammig aus, indem bei weitgehender Verwitterung nur der infiltrierte Quarz übrig bleibt; das Quarzskelett zeigt, daß Pyritkriställchen in großer Menge ehemals von ihm umschlossen waren.

Y 2,20 m Schwach schiefrige, bröcklige, pulverisiert bräunliche Bl. Kr.

Y_1 0,06 m „Schlackige Bank". rostfarbenes Verwitterungsresiduum.

Z Grauer, fetter Ton, mit einigen Toneisenstein-, häufiger mit phosphoritischen Geoden (Germaini-Schichten).

---

[2]) Die Zunahme der Spaltbarkeit von U—W mag damit zusammenhängen, daß man sich dem Ausgehenden der 2. Sohle nähert, d. h. der Verwitterungszone. Weiter ab von dieser, auf der 3. Sohle, waren diese Schichten nicht erschlossen.

Fossilgehalt der „Schwarzen und Blauen Kreide“.

Von jeder Schicht wurde mindestens eine 1 qm große Fläche abgebaut und nach Fossilien durchsucht. Im ganzen, von Ausnahmen wie A, S, S_1, Y_1 abgesehen, ist der Fossilgehalt gering. Daran ändern auch die „Muscheltrümmerlagen“ nichts, die, wofern nicht anders erwähnt, nur in einer losen Bestreuung einzelner Schichtflächen mit Muscheltrümmern bestehen.

Angaben über Fossilführung, die andere als die oben aufgeführten Schichten betreffen, sind relativ zu verstehen. „Verh. häufig“ bedeutet nur, daß 1 cbm etwa 20 Exemplare geliefert hat.

Betrübend für den Paläontologen ist der Erhaltungszustand der Fossilien. Von Mollusken fand sich kein Exemplar mit erhaltener Schale. Mit Ausnahme von S sind die Ammoniten völlig flachgepreßt, auch der Raum, den die Schale einnahm, ist verschwunden. In derselben Erhaltung finden sich die Posidonomyen. Die anderen Muscheln dagegen sind viel weniger flachgedrückt, auch ist der Hohlraum erhalten, den die Schale einnahm (s. sp.).

Besonders bei den Ammoniten war selbst durch Vergleich mit unverdrücktem Material nur ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad für richtige Bestimmung zu erreichen, etwas geringerer Wahrscheinlichkeitsgrad wurde durch „cf.“ zum Ausdruck gebracht, blieb die Bestimmung unsicher, durch ein Fragezeichen.

A_1 Durch die ganze Bank verteilt, aber nicht häufig: *Dactylioceras commune* Sow. sp., *Inoceramus dubius* Sow. Außerdem mehrere Exemplare einer *Pseudomonotis*, die in Form wie Berippung *substriata* Ziet. sp. durchaus gleicht, aber bis 2,4 cm Höhe erreicht: *Pseudomonotis* sp.

A Ein Teil der Schichtflächen besät mit *Posidonomya Bronni* Voltz var. *parva* Qu. Viel seltener und unregelmäßig verteilt *Inoceramus dubius* und *Dact. commune* (bis 7½ cm Durchmesser). Einige Exemplare von *Dact. annulatum* Sow. sp. Auf einer Schichtfläche eine Muscheltrümmerlage, in der erkennbar Bruchstücke von *Pos. Bronni*, *Inoc. dubius* und der oben genannten *Pseudom.* sp.

B Verh. häufig großwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius*, auf einigen Schichtflächen auch Trümmer dieser Muschel.

C Wenige großwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius*.

D Kein Fossil gefunden.

E In den unteren zwei Dritteln ein einziger *Inoc. dubius*. Im hangenden Drittel diese Muschel häufiger, desgl. *Dact. commune*. Ein Exemplar ? *Coeloceras crassum* Young sp.

F Wenige großwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius.*

G Nicht häufig *Inoc. dubius.*

H Auf einer Schichtfläche massenhaft „Brut“ von *Dact. commune* (meist unter 1 cm Durchmesser), damit vergesellschaftet sehr kleinwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius.* Außerhalb genannter Schichtfläche einige normalwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius.*

I In den tiefsten Partien einige große Exemplare von *Inoc. dubius* und zwei kleine von *Dact. commune.* Gegen die Obergrenze des liegenden Drittels verh. häufig *Dact. commune* (bis 5½ cm Durchmesser) und *Inoc. dubius.* Außerdem ein Schalenbruchstück von *Phylloceras* cf. *heterophyllum* Sow. sp. Im mittleren Drittel nur ein kleinwüchsiges *Dact. commune.* Im hangenden Drittel ein schlecht erhaltenes *? Dact. commune,* selten *Inoc. dubius.*

K Ein *Coel. crassum.*

L Ein *Hildoceras bifrons* Brug. sp., mehrere Exemplare von *Coel. crassum* (bis 5½ cm Durchmesser). Ein *Inoc. dubius.*

M Nicht selten *Inoc. dubius* und *Coel. crassum* (etwa 2½ cm Durchmesser). Häufiger Harpoceratinen: *Grammoceras* cf. *Doerntense* Denkm. sp., *Gramm.* cf. *Mülleri* Denkm. sp.

N Auf einigen Schichtflächen reichlich, meist zertrümmert, *Inoc. dubius* und *Coel. crassum.* Auch sonst Fossilführung verh. stark: *Coel. crassum* (meist 1½, aber bis 4 cm Durchmesser), *Inoc. dubius.* Im oberen Drittel Belemniten. Soweit bestimmbar, *Belemnites irregularis* Schl. und *tripartitus* Schl.

O Häufig Belemniten wie in N.

P Im liegenden Drittel einige Muscheltrümmerlagen von mehreren Millimetern Mächtigkeit; alle bestimmbaren Reste gehören *Pseudomonotis substriata* Ziet. sp. an. Je in mehreren Exemplaren: *Gramm.* cf. *Bingmanni* Denkm sp., *Gramm.* cf. *quadratum* Qu. sp., *Haugia* cf. *Eseri* Opp. sp. Ein sehr schlecht erhaltenes Stück von *? Belotheutis* sp.
Im mittleren Drittel Fossilgehalt gering. Auf einigen Schichtflächen unbestimmbare Muscheltrümmer. Ein großwüchsiger *Inoc. dubius,* eine *Haugia* cf. *variabilis* d'Orb. sp. Im hangenden Drittel Fossilgehalt wieder größer. Reichlich *Pseudom. substriata* und *Inoc. dubius,* auch einzelne Muscheltrümmerlagen bildend, *Discina cornucopiae* Dum. Reichhaltige Ammonitenfauna: *Gramm. quadratum, Gramm.* cf. *Bingmanni, Gramm. ? Saemanni* Denkm. sp., *Harpoceras* cf. *bicarinatum* Ziet. sp., *Haugia* cf. *Eseri.* Selten *Bel. tripartitus.*

Q Kein Fossil gefunden.

R Verh. häufig großwüchsige Exemplare von *Inoc. dubius.*
In der unteren Partie ein feinrippiges, nicht bestimmbares *Harpoceras* (*?? bicarinatum*), außerdem *Gramm.* cf. *quadratum* und ein Bruchstück von *? Phyll. heterophyllum.* Gegen oben erscheint die Formenreihe *Gramm. striatulum* Sow. sp. *-toarcense* d'Orb. sp. Mit ihnen zusammen zwei Exemplare eines stark gerunzelten *Aptychus* (vgl. Quenstedt,

Jura, Taf. 35, Fig. 8). Da sie in Form und Größe zu *striatulum-toarcense* passen, auch in S_1 mit diesen vorkommen, und beide Male andere Ammoniten fehlen, halte ich sie ihnen zugehörig.

S Die Geoden stecken voll *Gramm. striatulum-toarcense* (Erhaltungszustand s. p. 90), in den verschiedensten Größenstadien bis zu 9 cm Durchmesser. Ihre Medianebenen liegen meist parallel den Schichtflächen des Vehrter Bruchs, seltener schief bis senkrecht dazu. Auch im „Franzosenschwarz" ein flachgepreßtes Exemplar.

S_1 *Inoceramus dubius*, seltener gut erhalten, häufiger Bruchstücke. Viele Exemplare von *Gramm. striatulum-toarcense* in verschiedensten Größenstadien. Mehrere *Aptychen* wie in R.

T In der Belemnitenschicht liegen die Rostra zwar mit den Achsen in den Schichtflächen, sonst aber ungerichtet. Keine Abrollung zu erkennen. Festgestellt: *Bel. tripartitus* und ein Exemplar von *? incurvatus* Ziet. *Bel. irregularis* scheint zu fehlen.

In den oberen zwei Dritteln fehlen die Belemniten nicht, sind aber nicht entfernt mehr so häufig. Reichlich *Amussium pumilum* Lmk. sp., teils wohl erhalten, oft nicht einmal in der Schichtung liegend, teils Trümmerlagen bildend. *Discina papyracea* Mstr. sp. in mehreren Exemplaren.

U Auf einigen Schichtflächen Trümmer, aber auch vollständige Exemplare von *Amussium pumilum*. Ein Exemplar von *? Unicardium Stygis* Dum., wenige von *Inoc. dubius*. In auffallend kleinwüchsigen Exemplaren: *Astarte subtetragona* Goldf., *Psammobia liasina* Dum.

V Keine Fossilien gefunden.

W In den unteren Partien eine schlecht erhaltene Zwergfauna. Erkennbar: *Inoc. dubius*, *? Lucina plana* Ziet. sp.

In den höheren Lagen Fossilien selten, aber von normaler Größe. *Psam. liasina*. *Inoceramus dubius*, mehrere Exemplare des *Aptychus* wie in R; ein Ammonit, *? Gramm. striatulum*.

In den hangendsten Partien auf manchen Schichtflächen unbestimmbare Muscheltrümmer.

X Kein Fossil gefunden.

Y Auf wenigen Schichtflächen Muscheltrümmer. Erkennbar *Inoc. dubius*.

Y_1 Innerhalb der „Schlacke" grünlichgelbe merglige Partien, in denen es von meist unbestimmbaren Muscheltrümmern wimmelt. Erkennbar: *Amussium pumilum*, *Astarte subtetragona*; auch ein unbestimmbares Ammonitenbruchstück.

Die Tabelle zeigt die Verbreitung der einzelnen Arten innerhalb der Schichtfolge. Die kurzen Striche bedeuten, daß das betr. Fossil in der jeweiligen Schicht zwar von mir nicht gefunden wurde, sein Auftreten im Liegenden wie Hangenden dieses Fehlen jedoch als Zufall, oder durch örtliche Verhältnisse bedingt, erscheinen läßt. Beides ist für die stratigraphische Ausdeutung der Schichtserie belanglos.

	Posidonomyenschiefer												Dörntner Zonen 1 + 2			3. Dörntn Zone		Striatulum-Zone						Fallaciosum-Zone			
	A_1	A	B	C	D	E	F	G	H	I	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	S_1	T	U	V	W	X	Y	Y_1
Discina cornucopiae																—											
„ *papyracea*																					—						
Inoceramus dubius	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Pseudomonotis sp.	—	—																									
Posidonomya Bronni		—																									
Pseudomonotis substriata																—											
Amussium pumilum																					—	—	—	—	—	—	—
? *Unicardium Stygis*																						—					
Psammobia liasina																						—	—	—			
Astarte subtetragona																						—	—	—	—	—	—
? *Lucina plana*																								—			
Dactylioceras commune	—	—	—	—	—	—	—	—	—																		
„ *annulatum*		—																									
Coeloceras crassum						?					—	—	—	—													
Phyllocer. cf. *heterophyllum*										—								?									
Hildoceras bifrons												—															
Grammocer. cf. *Doerntense*													—														
Grammoceras cf. *Muelleri*													—														
„ ? *Saemanni*																—											
Harpoceras cf. *bicarinatum*																—		?									
Haugia cf. *Eseri*																—											
„ cf. *variabilis*																—											
Grammocer. cf. *Bingmanni*																—											
„ (cf.) *quadratum*																—	—	—									
„ *striatulum* *-toarcense*																		—	—	—				?			
Aptychus sp.																		—	—	—	—	—	—	—			
'ites *irregularis*														—	—												
tripartitus														—	—	—	—	—	—	—	—						
? *incurvatus*																					—						
'euthis sp.																—											

Stratigraphie des Vehrter Bruchs.

Das einzige Zonenfossil des Posidonomyenschiefers, das von mir gefunden wurde, ist *Hild. bifrons* in L. *Pseudom. substriata*, die z. B. von Stolley (22, S. 287) als Leitfossil derselben Zone genannt wird, fand ich nur in P. Dies beweist nicht, daß die Posidonomyenschiefer nun auch wirklich bis P reichen, Stolley sagt (S. 289) selbst, die genannte Muschel sei kein sicherer Zonenleiter, und Ernst (10, S. 19) gibt sie aus Norddeutschland bis in die *Striatulum*-Zone an. Aus dem Vehrter Bruch nennt Ernst (10, S. 35) *Harpoceras* cf. *capellinum*; ich habe kein solches gefunden. In der älteren Literatur (27, 4) wird angegeben, *Amm. borealis* finde sich häufig. Geht man auf die Quelle (24, S. 565) zurück, so sagt Trenkner, er habe ein Exemplar gefunden. Dies sei nicht bestritten, den Angaben dagegen, *borealis* sei häufig, scheint mir Verwechslung mit *striatulum* zugrunde zu liegen.

Mit L ist die Obergrenze der etwa 37 m mächtigen Posidonomyenschiefer festgelegt, was daraus hervorgeht, daß in M sich diesen fremde Grammoceraten finden.

Nächsthöhere, untrüglich bestimmbare Zonenfossilien fand ich in R, reichlich Stücke aus der Formenreihe *Gramm. striatulum-toarcense*, die Leitformen der *Striatulum*-Zone.

Was liegt zwischen diesen beiden festgelegten Zonen? Sicher ist, daß die Fazies sich nicht geändert hat, daß nichts sich findet, was auf Aufarbeitung schließen ließe. Gerade der fragliche Schichtkomplex birgt die formenreichste Ammonitenfauna im Vehrter Bruch!

Die artenreichste Bank ist P. Eine einzige Form ist eindeutig bestimmbar: *Gramm. quadratum*, das spricht dafür, daß P der 3. Dörntner Zone angehört. Dazu kommt die Zusammensetzung der sonstigen Ammonitenfauna: wenngleich infolge des Erhaltungszustands kein weiteres Einzelfossil sicher bestimmt werden kann, ein Zusammenvorkommen solcher Formen ist nur in der 3. Dörntner Zone (22, S. 292) möglich. Da sich in der unteren Partie von R noch *Grammoceras* cf. *quadratum* findet, und erst gegen oben *striatulum-toarcense* sich einstellt, ist die Grenze zwischen der 3. Dörntner und der *Striatulum*-Zone durch R zu legen, während die Untergrenze der 3. Dörntner Zone wohl identisch ist mit der Grenze O/P.

Zwischen L: Zone des *Hildoceras bifrons*, und P: 3. Dörntner Zone, liegt ein Schichtkomplex von 2,95 m Mächtigkeit, der demnach den Dörntner Zonen 1 und 2 entsprechen wird, die auch STOLLEY (22, S. 292) zusammenfaßt. Durch das Vorkommen eines *Gramm.* cf. *Doerntense* wird diese Deutung der Schichtserie faunistisch gestützt. Allerdings sei nicht verschwiegen, daß sich in M auch eine Form fand, die *Gramm. Muelleri* nahesteht, einer Art, die erst in der 3. Dörntner Zone auftreten soll. Bei der Unsicherheit der Bestimmung genügt dies, gegenüber Erwägungen, die sich aus dem Habitus der in Frage stehenden Schichtserie ergeben, nicht, um als Beweis für das Fehlen der Dörntner Zonen 1 und 2 angesprochen zu werden.

Oberhalb S_1 treten die Ammoniten zurück. Ich fand in W den unter R beschriebenen *Aptychus*, zusammen mit nicht sicher bestimmbaren Ammoniten, die ich auf Grund der Annahme, daß die Aptychen *Gramm. striatulum* angehören, zu dieser Art stellen möchte. Danach reicht die *Striatulum*-Zone also mindestens noch nach W — d. h. in die Bl. Kr. — hinein.

Die im Profil geschilderte Schichtfolge hat mir unterhalb L, wie schon erwähnt, kein Zonenfossil geliefert. Andererseits läßt die Fauna, bis herunter zu A_1, keinen Zweifel, daß es sich durchgängig um Posidonomyenschiefer handelt.

Die Fazies der Schw. Kr. reicht aber noch etwa 15 m tiefer als A_1. Wo Aufschlüsse in dieser liegendsten Partie der Schw. Kr. vorhanden waren, war das Material — infolge Verwitterung — derart bröckelig, daß Fossilien nicht zu finden waren.

Das Profil der liegendsten Partie der Schw. Kr., wie es der Einschnitt der Förderbahn zum Bruch zeigt, ist folgendes:

	In kleinste Stückchen zerbröckelnde Schw. Kr., nach unten ohne scharfe Grenze übergehend in
ca. 1,00 m	physikalisch ebensolche, aber stark bräunlich verwitterte Schw. Kr. In ihr braune, knetbare Tonlinsen: Verwitterungsresiduen von Geoden.
0,20 m	Bräunlicher (Verwitterungsfarbe) Tonschiefer mit stark versinterten Klüften (s. p. 92); Sinter weißlichgelb.

Blauer fetter Ton mit Glimmerblättchen.

In analoger Weise ist die liegendste Partie der Schw. Kr. in dem Bett des Bächchens erschlossen, das westlich des Hünengrabs in nahezu nord—südlicher Richtung fließt.

Das Liegende der Schwarzen Kreide.

Aus den ebengenannten blauen Tonen liegen mir Fossilien nicht vor. TRENKNER (27) hat in Aufschlüssen in der Nähe des Hünengrabs in Schiefertonen mit „Kalknieren" *Amm. spinatus* gefunden, und (24, S. 565) gibt er *spinatus* aus graugelben milden Schiefertonen im Einschnitt der Förderbahn zum Vehrter Bruch an. Man wird daher die stratigraphische Grenze δ/ε als mit der faziellen identisch annehmen dürfen.

In früheren Zeiten lagen entlang dem obengenannten Bächchen noch weitere Aufschlüsse (27), die bis zu den *Davoei*-Schichten herunter Einblick in den Mittleren Lias gewährten (5, S. 155). Keiner dieser Aufschlüsse ist heute mehr vorhanden. Die dem Vehrter Bruch nächstgelegene Stelle, in der Mittlerer Lias erschlossen ist, ist der Vehrter Bahneinschnitt.

TRENKNER und BÖLSCHE kommen in ihren Schriften immer wieder auf ihn zu sprechen, sonderbarerweise findet sich gerade in den späteren Arbeiten (4, S. 9; 27, S. 53) ausgesprochen, die Amaltheen-Schichten seien in dem Einschnitt nicht vertreten.

Reichlich von mir gesammeltes Fossilmaterial, das eigene Bearbeitung lohnt, beweist, daß die *Spinatus*-Zone in ihm nicht erreicht wird, sicher aber die mittlere Partie der *Margaritatus*-Zone (BRANDES, 6, S. 449) in seinem Ostteil erschlossen ist. Vom Ostende des Einschnitts an, volle 1100 m gegen Westen, ist man erst in den Grenzschichten γ/δ angelangt! Weiter westlich waren die Wände des Einschnitts völlig verwachsen. Ob, wie TRENKNER (27, S. 52) angibt, in den meiner Beobachtung entzogenen 450 m wirklich noch die *Jamesoni*-Schichten erreicht werden, entzieht sich meiner Kenntnis.

Die gesamte heute im Vehrter Eisenbahneinschnitt erschlossene Schichtfolge besteht aus dunklen fetten Schiefertonen, deren Farbton, Schieferung usw. zwar nicht durchaus gleichartig ist, doch zu geringe Unterschiede aufweist als daß von Fazieswechsel innerhalb der Schichtserie gesprochen werden kann. Erwähnenswert sind die Geoden,

die besonders häufig sich in der Höhe des auf der Karte mit „BW" bezeichneten Unterkunftshäuschens für Streckenarbeiter finden.

Zwei Geodentypen sind zu unterscheiden: 1. Oft als Septarien ausgebildete blauschwarze, kaum eine Spur von Verwitterung zeigende Toneisensteingeoden. Risse sind ausgeheilt mit Anthraconit, z. T. auch mit Quarz. Die Rißausfüllungen führen reichlich Schwefelkies und Zinkblende. 2. Tiefschwarze, mehr oder weniger weit zu einem schwammigen bis schlackigen Quarzskelett[3]) verwitterte Geoden, die große Ähnlichkeit mit denen in X des Profils zeigen. In diesen Geoden wimmelt es von Fossilien, die, wie weniger stark verwitterte Stücke zeigen, verkiest waren. In der „Schlacke" sind nur noch ihre Abdrücke erhalten.

Dunkle Schiefertone mit Toneisensteingeoden finden sich an dem Beginn des Tälchens, 350 m nordöstlich Ziegelei Haaren. Nach den Fossilien gehören sie den Grenzschichten γ/δ an. Nahe dieser Stelle befindet sich ein (auch auf der Karte angegebener) Aufschluß in frisch dunklen Schiefertonen, die hellgelb sandig verwittern. Sie führen Toneisensteinbänke und -geoden. Neben *Aegoceras capricornu* v. Schlth. sp. und *curvicorne* Schlb. sp. fand sich an Ammoniten auch ein Exemplar von *Deroceras Davoei* Sow. sp.

Noch tiefere Schichten sind in der Ziegelei Haaren erschlossen. Gleichfalls dunkle Schiefertone mit Toneisensteinbänken und -geoden. Auch diese Geoden verwittern zum Quarzskelett; Quarzkristalle fand ich in den Hohlräumen, die von gelösten Belemnitenrostren zurückgeblieben sind. Lohmann (15, S. 40) gibt an, daß die *Brevispina*-Schichten „mindestens teilweise" dort erschlossen seien. Die einzigen Ammoniten, die ich fand, sind Capricorner, sie stammen allerdings aus den hangendsten Partien.

Das Hangende des Vehrter Bruchs.

Die im Profil mit Z bezeichneten Tone sind an der Bruchwand noch in 1,50 m Höhe erschlossen. Der Wand konnte ich entnehmen: Etwa 0,50 m über Y_1 ein sehr schlecht erhaltenes Wohnkammerbruchstück eines weitnabligen Ammoniten, vermutlich aus dem Formenkreis des *Harpoceras fallaciosum* Bayle sp., höher mehrere Stücke

---

[3]) Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß es sich um sekundär ausgeschiedenen Quarz handelt.

von *Harp. dispansiforme* WUNST., sowie Bruchstücke sehr großwüchsiger Exemplare von *Lytoceras Germaini* D'ORB. sp.[4]).

Hiermit endigt das Profil, doch lassen Geodenbruchstücke, die sich oberhalb des Vehrter Bruchs finden, noch ein Urteil über die dort ausstreichenden höheren Schichten zu. Eine Verwechslung mit diluvial verschlepptem Material ist wegen der Farbe, die die Geoden des obersten Lias und Untersten Doggers auszeichnet, nicht zu befürchten. Es sind innen blauschwarze, mit heller Rinde[5]) verwitternde schwach phosphoritische Kalke (nach Analyse von DR. HENTZE 1,34 % P_2O_5). An Ammoniten fand ich: *Pseudolioceras compactile* SIMPS. sp., *Hudlestonia affinis* SEEB. sp., *Lioceras opalinum* REIN. sp., besonders häufig dessen var. *comptum* REIN.

Danach reicht die Fazies der grauen fetten Tone mit phosphoritischen Geoden bis in die *Opalinus*-Zone. Die Mächtigkeit dieser Tone beträgt etwa 30 m. *Striatulum*- und *Fallaciosum*-Zone sind rund 14 m mächtig.

Wenngleich nicht jede der von ERNST (10) ausgeschiedenen Zonen durch ein Fossil belegt ist, wird man bei der Art, wie ich sie erhielt, noch nicht von einem Fehlen von Zonen bei Vehrte sprechen dürfen, umsoweniger, als keines der mir vorliegenden Stücke Aufarbeitungsspuren zeigt.

Als Grenzbank der „*Jurensis*"- gegen die *Polyplocus*-Schichten gibt TRENKNER (23, S. 46) einen „½ m mächtigen braunen bis gelben, sehr oolithischen Eisensandstein" an. Er ist mir nicht zu Gesicht gekommen.

Die *Polyplocus*-Schichten sind in unmittelbarer Nähe des Vehrter Bruchs an zwei Stellen aufgeschlossen: an dem Weg östlich des Bruchs und am Oberlauf des schon mehrfach erwähnten Bächchens. Es sind dunkle Schiefertone mit rostfarbig verwitternden Toneisensteingeoden. Außer *Inoc. polyplocus* habe ich keine Fossilien in ihnen gefunden.

---

[4]) Nicht *rugiferum* POMP. im Sinn von WUNSTORF (28, S. 510). Der Angabe von STOLLEY (22, S. 297), daß ihm bislang kein zweifelloses *Lyt. Germaini* aus Norddeutschland vorgekommen sei, sind auch die Angaben von ERNST (10, S. 80) gegenüberzuhalten.

[5]) GRUPE (12, S. 53) erwähnt aus der *Aalensis*-Zone von Falkenhagen gleichfalls die „eigenartige mattgraue Farbe" der Geoden.

BÖLSCHE (5, S. 157) gibt *Amm.* cf. *Murchisonae* daraus an. TRENKNER (23, S. 47) nennt eine Reihe von Fossilien, die er über dem Vehrter Eisenbahneinschnitt gesammelt hat.

Höhere Schichten waren in der Nähe des Vehrter Bruchs nicht erschlossen.

Andere Aufschlüsse in der Schwarzen Kreide aus der Umgebung von Vehrte.

Zur Klärung der Frage, welche Verbreitung die Schw. Kr. besitzt, wurde ein Gebiet begangen, das sich von Vehrte 10 km nach Westen, und 12 km nach Osten zwischen Wallenhorst und dem Essener Berg erstreckt.

Die Begehung blieb nahezu ergebnislos. Da die fraglichen Schichten weich sind und das Gelände vordiluvial stärker skulpturiert war wie heute, ist es nicht verwunderlich, daß sie nur in künstlichen Aufschlüssen ans Tageslicht kommen.

Westlich vom Vehrter Bruch gibt die Karte (Meßtischblatt Rulle) drei „Kreidegruben" an, eine vierte, ohne Bezeichnung, findet sich 250 m südöstlich Telke. Die Gruben sind längst außer Betrieb, die drei westlichsten teils zugeschüttet, teils so verfallen, daß man nicht mehr ans Anstehende gelangt.

Immerhin zeigt die Größe der Gruben, daß sich Schw. Kr. in guter Beschaffenheit und abbauwürdiger Mächtigkeit vom Vehrter Bruch noch 3 km westlich findet. Daß die Gruben aufgegeben wurden, hängt nur damit zusammen, daß der Vehrter Bruch am günstigsten zur Bahn liegt.

Weiter nach Westen fehlen Aufschlüsse, desgl. östlich vom Vehrter Bruch. TRENKNER (23, S. 45) gibt an, daß ehemals Posidonomyenschiefer im Krebsburger Tal erschürft wurden; heute ist nichts mehr zu sehen.

Wie weit die Schw. Kr. nach Osten reicht, muß daher offen bleiben. Nach LOHMANN (15, S. 41) stehen bei Markendorf, 20 km östlich Vehrte, die Posidonomyenschiefer als „mürbe, blättrige, schwarze, merglige Tone an, wechselnd mit fingerdicken, spröden Kalkbänken". Aus dieser Beschreibung wie der Analyse (11) geht hervor, daß es sich nicht um Schw. Kr. handelt. Der Aufschluß liegt außerhalb des von mir begangenen Gebiets; weiteres über die Verbreitung s. unter „Paläogeographisches" S. 98 ff.

Posthume Veränderungen.

1. Diagenetische Vorgänge und solche in der Zementationszone.

Um Klarheit über das Urmaterial der Schw. Kr. zu erlangen, wurde versucht, theoretisch die im Untertitel dieses Kapitels genannten Veränderungen zu eliminieren. Zu dem Erkennen einer Reihe von Vorgängen, die man mit ANDRÉE (1, S. 73) hauptsächlich als diagenetischer Natur bezeichnen muß, gab der Erhaltungszustand der Fossilien Anhaltspunkte.

In erster Linie ist die Erhaltung der Belemniten zu nennen. Es fanden sich ausschließlich Hohlräume, die ehedem von Rostren eingenommen waren (auch die Alveolen sind „abgegossen"). Diese Hohlräume sind mit einer etwa 1 mm dicken Schicht dichtgedrängter Pyritkriställchen austapeziert. Aus diesem Vorkommen ist abzuleiten, daß in der Zeit, in der das Urmaterial zu seiner heutigen Mächtigkeit zusammengepreßt wurde (s. sp. über den Erhaltungszustand der Ammoniten), die Kalkrostren ohne Phragmokone erhalten waren[6]). Erst nach der Pressung und Erhärtung wurden die Kalkrostren gelöst, und dann begann die Bildung der Pyritdrusen, die hier noch wenig weit fortgeschritten ist.

Die so erschlossene Reihenfolge posthumer Veränderungen ist wichtig für die Erklärung des Erhaltungszustands der Ammoniten in den Geoden von S. Auch hier finden sich die Hohlräume, die das Abbild der Schalenexemplare darstellen, unverdrückt. Sie sind gleichfalls mit Pyritkristallen austapeziert, nur ist die Drusenbildung viel weiter fortgeschritten. Würfel bis 4 mm Kantenlänge, mit durch den Oktaeder abgestumpften Ecken, finden sich in den Drusen, und die Pyritwandungen können so stark sein, daß es sich in einigen Fällen ermöglichen ließ, Stücke der Pyritpseudomorphose nach dem Schalenexemplar des Ammoniten aus dem Gestein freizulegen. Diese „verkiesten" Ammoniten lassen durch verschiedene Lichtreflektion erkennen, daß sie durch Verwachsung (mit unebenen Verwachsungsflächen) einer großen Anzahl von Kristallindividuen entstanden sind. Die unverwitterte Geodenmasse glitzert infolge einer Unzahl kleiner Pyritkriställchen. Der Fund eines völlig flachgepreßten Ammoniten im „Franzosenschwarz" beweist, daß die als Geoden

---

[6]) Nur bei einem Stück in N scheint damals noch ein Stück Phragmokon in der Alveole gesteckt zu haben.

bezeichneten Bildungen tatsächlich Geoden, keine sekundären Gebilde, etwa nach Art der Schwefelkies-Knauer (s. sp.), sind; er beweist aber weiter, daß nicht die Ammoniten die Ursache für die Geodenbildung gewesen sein können. Zur Zeit der Zusammenpressung waren die Geoden widerstandsfähig genug, der Verdrückung zu widerstehen. Diese Widerstandsfähigkeit erscheint merkwürdig, weil in einzelnen Geoden die Ammoniten sehr dicht gedrängt liegen, so daß die sie umgebende Füllmasse ein zum Teil nur dünnwandiges, nicht nach mechanischen Grundsätzen konstruiertes, Gewölbe bildet. Ich war versucht anzunehmen, daß der Hohlraum zur Zeit der Verdrückung etwa mit Kalzit gefüllt war, wie ja Kalzitpseudomorphosen nach Schalenexemplaren von Ammoniten in Geoden des Posidonomyenschiefers keine seltene Erscheinung sind. Diesen Gedanken mußte ich aufgeben, weil ja sonst die viel größere Dicke der Pyritwandung, die die „Ammonitendrusen" gegenüber den „Belemnitendrusen" besitzen, nicht zu erklären wäre. Die Drusenbildung mußte bei den ersteren viel früher eingesetzt haben, was nicht hätte eintreten können, wenn die Hohlräume mit Kalzit erfüllt gewesen wären. Man wird sich also mit dem Gedanken abfinden müssen, daß die Ammonitendrusen zur Zeit der Zusammenpressung hohl waren. Im übrigen liegen ja die Geoden in einem noch heute plastischen Material, das, wie die zahlreichen blanken Harnischflächen im Franzosenschwarz beweisen, der Geode bei der Pressung auswich. Daß die Geoden ursprünglich karbonatischer Natur waren, ist anzunehmen; heute bestehen sie, wie schon im Profil erwähnt, aus Tonsubstanz, in der sehr viele Pyritkriställchen sitzen, und die örtlich durch später infiltrierten Quarz weiterhin gehärtet ist.

Der Erhaltungszustand der Ammoniten der Schw. Kr. außerhalb der genannten Geoden ist ein anderer. Es handelt sich um völlig flachgepreßte Abdrücke, weder die Schale selbst, noch auch nur deren Raum ist erhalten. Aus diesem Erhaltungszustand ist zu schließen, daß schon vor der endgültigen Zusammenpressung die Aragonitschale der Ammoniten gelöst war, immerhin hatte sie solange standgehalten, daß das umgebende Material die Form des Ammoniten dauerhaft genug angenommen hatte, um sie bei der Pressung nur zu modifizieren, nicht aber zu verlieren.

Was hier von der Aragonitschale der Ammoniten gesagt wurde, gilt überraschenderweise auch für die S c h a l e n d e r P o s i d o n o m y e n in A.

Anders ist die Erhaltung aller anderen Muscheln. Steinkern und Abdruck lassen sich, wenn auch zum Teil infolge der Verdrückung deformiert, auf Platte und Gegenplatte unterscheiden. Der Raum, den die Schale einnahm, ist als Hohlraum erhalten und meist mit kleinen Pyritwürfelchen besetzt, seltener durch eine zusammenhängende Pseudoschale aus Pyrit eingenommen. Am ausgeprägtesten findet sich diese Erscheinung bei den Inoceramen, doch zeigen sie auch alle anderen Muscheln (außer den Posidonomyen). Im Erhaltungszustand der Muscheln fanden sich außerdem die Aptychen, die nach POMPECKJ[7]) Kalzitschalen besaßen. Die genannte Erhaltungsweise scheint die der Kalzitschalen zu sein, und es läßt sich ableiten, daß die Kalzit-, im Gegensatz zu den Aragonitschalen, erst nach der Zusammenpressung gelöst wurden.

Zu den genannten Vorgängen ist noch zu sagen:

Entkalkung: Kalk, sowohl in der Modifikation des Kalzits, als auch des Aragonits, war — mindestens durch die Molluskenschalen und die Belemnitenrostren — in dem Urmaterial enthalten. Er ist restlos gelöst, so restlos, daß auch in der Zone der Verwitterung kein Gips sich bildet (s. sp.). Wir haben oben das Urmaterial der Geoden als karbonatischer Natur bezeichnet, es ist nicht ausgeschlossen, daß in ihnen Kalk vorhanden war, wie eine andere Beobachtung den Gedanken nahe legt, daß im Urmaterial der Schw. Kr. ein, wenn auch geringer, Kalkgehalt anzunehmen ist. P. 85 ist erwähnt, daß die Klüfte der untersten Partie der Schw. Kr. stark versintert sind. Dieser Sinter braust mit verdünnter HCl, enthält also kohlensauren Kalk. Er sitzt auf den wasserundurchlässigen Tonen der *Spinatus*-Schichten, noch innerhalb der klüftigen, als GW-Träger anzusprechenden Schw. Kr. Daß der Sinter, zum mindesten nicht völlig aus Gips besteht, ist damit zu erklären, daß er zu einer Zeit sich gebildet hat, in der die Schw. Kr. nicht in der Oxydationszone lag und die organischen Bestandteile der Schichtfolge eine Oxydation des Schwefelkieses verhinderten. Freie Schwefelsäure war damals also nicht vorhanden.

---

[7]) Handwörterbuch der Naturwissenschaften, II. Bd., S. 296 u. Jena 1912.

Pyrit. Die Pyritdrusen beweisen Ausscheidung von Pyrit aus Lösungen zu einer Zeit, in der der Kalk schon fortgeführt war. Man hat es hier also mit Sekretionen (1, S. 121 ff.) zu tun. Andererseits sind die im Profil genannten Schwefelkiesknauer und -schnüre Konkretionen (ebenda S. 122), Bildungen, die im fertigen Sediment durch Zusammenballung des zunächst in feiner Verteilung ausgeschiedenen Schwefelkieses infolge der Kristallisationskraft zustande kamen. Sicherlich hat die Wanderung des Schwefelkieses schon unmittelbar nach der Sedimentation begonnen, sie wird aber in der Zementationszone noch heute andauern.

Der Schwefelkies in seiner heutigen Form ist das Ergebnis molekularer Umlagerung, und schon aus diesem Grunde ist nicht daran zu denken, daß sich vererzte Schwefelbakterien (s. p. 96) finden könnten. Andererseits ist der Schwefelkies nicht als ortsfremd zu bezeichnen. Für die Annahme aszendenter Lösungen fehlt jeder Anhalt, und woher sollte er von oben gekommen sein? (s. die Bemerkung über den Schwefelkies im Schlußkapitel).

Bringt man die Entkalkung und die Umlagerung des Pyrits als diagenetische Vorgänge in Abrechnung, so ergibt sich, daß das Urmaterial der Schw. Kr. als ein feiner, vielleicht schwach mergeliger Schlamm aufzufassen ist, in dem sehr reichlich feinverteilter Schwefelkies vorkam, so reichlich, daß man von einer syngenetischen Schwefelkieslagerstätte sprechen kann.

Als letztes bleibt noch zu besprechen die Quarzinfiltration, nach der Definition von ANDRÉE ein Vorgang der Zementation: Wie im Profil bemerkt, fand sich in W ein großer wohlausgebildeter Quarzkristall. Die Wände der Geoden von X bestehen größtenteils aus sekundär infiltriertem Quarz, der die Füllmasse zwischen Pyritkriställchen darstellt, also jünger als diese ist. Er bleibt als Quarzskelett übrig, wenn die Pyritkriställchen infolge Verwitterung zerstört sind. Auch manche Geoden in S zeigen, wie schon erwähnt, Quarzinfiltration. Dieser Quarz könnte als nicht ortsfremd, sondern nur molekular umgelagert gedeutet werden, doch spricht eine Beobachtung gegen diese Annahme. Wie im Kapitel „das Liegende der Schw. Kr." angeführt, finden sich Verkieselungen und Quarzkristalle in den liegenden Schichten, aber auch in hangenden, den Coronatenschichten der Ziegelei Wehrendorf, fand ich in einer Geode eine wohlentwickelte Quarzdruse. Infiltration

durch eine mächtige Schichtserie war also vorhanden, ich möchte an deszendente Wässer denken, die den Quarz aus dem Kimmeridge-Quarzit, der gerade in dieser Gegend entwickelt ist, brachten. Daher auch die oben gebrauchte Bezeichnung der Quarzinfiltration als Zementationsvorgang.

2. Vorgänge in der Verwitterungszone.

Der Erdoberfläche folgt, mit unregelmäßiger Begrenzung nach unten, aber ohne bedeutendere Abhängigkeit von den einzelnen Schichten, die sie durchsetzt, die im Mittel mehrere Meter mächtige Verwitterungszone. Zwei Erscheinungen, beide auf Oxydation zurückgehend, fallen in die Augen: die Bleichung, Zerstörung der organischen Substanz, und die Braunfärbung, Ueberführung des Schwefelkieses in Eisenhydroxyd. Größeren Klüften folgend greift örtlich die Verwitterungszone tiefer in die Schw. Kr. hinein. Solche Klüfte tragen einen „Rostüberzug".

Diese auf weitgehender Oxydation beruhende Verwitterung tritt erst dann in Erscheinung, wenn die organische Substanz (s. sp.) weitgehend oxydiert ist, während sie sonst in der Lage ist, weitergehende Oxydation der Abbauprodukte des Schwefelkieses zu verhindern, ja selbst diese Abbauprodukte zu reduzieren. Der letztgenannte Fall ist an Klüftchen in U und M zu beobachten, die einen hauchdünnen Schwefelüberzug tragen. Die erstgenannte Erscheinung war an Löchern in der Grubensohle zu beobachten, die nach einem Regen mit Wasser gefüllt waren. Dieses Wasser fiel durch seine bläulichgrüne Farbe auf, es reagierte stark sauer. Die genannte Färbung hielt sich mehrere Tage, erst dann trat Ausflockung von Eisenhydroxyd ein: Hier hatte sich tagelang an der Luft Eisenvitriol gehalten. Eisensulfat gibt auch dem reichlich ausblühenden Eisenaluminiumalaun einen Stich ins gelblich-grünliche, namentlich da, wo er an Wänden einen schellackartigen Überzug bildet. An regengeschützten Stellen findet er sich in Form kleiner Nadeln, die auf einzelnen Schichtflächen sich nicht selten zu Sternen gruppieren.

Man kann die Schw. Kr. also auch als Alaunschiefer bezeichnen, und es sei erwähnt, daß im O. Silur auf Blatt Saalfeld a. d. S. ein Alaunschiefer sich findet, über den S. 26 (Erläut. geol. Spezialkarte Pr. Bl. Saalfeld) gesagt wird: er könne unterirdisch zu tiefschwarzem Zeichenschiefer oder ebensolcher Farberde erweichen.

Gipsausblühungen fehlen, ein Zeichen der weitgehenden Entkalkung der Schichtserie.

Wo die Geodenwände nicht mit Quarz infiltriert sind, verwittern sie zu sepiafarbenen Tonklumpen.

Mikroskopischer Befund[8]).

Es wurden sowohl Dünn- als auch Anschliffe der Schw. Kr. untersucht. Für liebenswürdige Unterstützung habe ich den Herrn Dr. KALB und Dr. SCHLOSSMACHER herzlichst zu danken.

Die Grundmasse ist im Dünnschliff völlig undurchsichtig; auch Entfärbungsversuche hatten nicht den gewünschten Erfolg. Eingebettet in die Grundmasse liegen Quarzsplitterchen, keines über 20 μ groß, sowie Muskowit- oder Kaolinblättchen. In A_1 fand sich auch etwas Eisenglanz, der sicher sekundärer Entstehung ist.

Um die Grundmasse der Beobachtung zugänglich zu machen, wurden geglühte Stücke geschliffen. Sie entpuppt sich als aus feinstem tonigen Material bestehend. In ihr zeigt sich nun reichlich Eisenoxyd in Form von Kügelchen, die meist eine Größe zwischen 2 und 4 μ besitzen. Es sind dies die durch das Glühen in Eisenoxyd verwandelten, sogleich zu schildernden Schwefelkies-Konkretiönchen. Außerdem zeigen sich in der Grundmasse des geglühten Materials, neben anderen akzessorischen Bestandteilen, reichlich Fetzen, die, nach liebenswürdiger Bestimmung durch Herrn W. GOTHAN, soweit erkennbar, von Koniferenholzzellen stammen. Die Zerreißung dieser Zellen möchte ich in die Zeit setzen, in der das Urmaterial zu seiner heutigen Mächtigkeit zusammengepreßt wurde, womit natürlich starke Materialwanderung verknüpft war. Die Zellfetzen sind auch nach dem Glühen undurchsichtig, tiefschwarz: ein Zeichen, daß sie als „Holzkohle", nicht als Kohlenwasserstoffe erhalten sind.

Unter dem Erzmikroskop lassen sich Durchschnitte durch Erzkristalle erkennen, die als gleichseitige Dreiecke er-

---

[8]) Dieses Kapitel erhebt keinen Anspruch darauf, als erschöpfende Darstellung zu gelten. Meine Untersuchungen gingen nur soweit, als sie nötig erschienen zur Feststellung, daß meine, aus anderen Gründen erschlossene, Annahme über die Entstehungsbedingungen der Schw. Kr. nicht durch den mikroskopischen Befund widerlegt werden. Material zu eingehenden Untersuchungen stelle ich Interessenten gern zur Verfügung.

scheinen, dasselbe Erz kommt auch in schmalen Bändern vor. Nach Mitteilung von Herrn SCHLOSSMACHER ist dieses Erz nicht Schwefelkies.

Außerdem zeigen sich reichlich die schon erwähnten Schwefelkieskügelchen, die in den verschiedensten Größen vorkommen. Es handelt sich um dieselben Konkretionen, die Herr KEGEL in der Februarsitzung gezeigt hat. Sie sind mit dichter Rinde versehen, innen strahlig gebaut. Durch persönliche Anschauung konnte ich mich überzeugen, daß es sich um dieselben Gebilde handelt, die SCHNEIDERHÖHN (20, S. 14 ff.) als vererzte Schwefelbakterien anspricht.

Im mit Petroleum angeätzten Dünnschliff wurden, auch mit Oelimmersion, keine Schälchen von Mikroorganismen (20, S. 5) gefunden.

Chemischer Befund.

Herr Dr. E. HENTZE, der mein Material chemisch untersuchte, überließ mir einen Bericht, dem ich mit seiner Zustimmung folgendes entnehme:

Die Hauptuntersuchung erstreckte sich auf das „Franzosenschwarz" (Schicht S), in dem, nach dem äußeren Eindruck, starker Bitumengehalt zu erwarten war.

Extraktion:

mit Chloroform ergab etwas Wasser. Nach Abdestillieren des Lösungsmittels blieb ein minimaler Rückstand ohne jeglichen öligen oder asphaltischen Charakter, der beim Verbrennen viel SO_2 abgab,

mit Schwefelkohlenstoff lieferte nicht ganz 1 % freien Schwefel.

Verschwelung:

Der Versuch wurde in dem von HENTZE & WÖLBLING angegebenen elektrischen Schwelapparat bis zu einer Temperatur von 600° ausgeführt. Oelspuren wurden während des ganzen Prozesses nicht beobachtet. Von 450—500° setzten sich am Eintritt in die Vorlage Schwefelblüten ab.

Die Menge der Schwelgase betrug prozentual nur ein Neuntel derjenigen des Posidonomyenschiefers von Schandelah. Das Kondensat, das sich im Gewicht zur unverschwelten Probe wie 1:3,7 verhielt, hatte das spez.

Gew. 1. und erwies sich als mit SO_2 gesättigtes Wasser. Dieses Wasser wurde erst bei 600° restlos ausgetrieben, und stellt Konstitutionswasser dar. Das ganze vordere Retortenende hatte Belag von freiem Schwefel.

Der „Schwelkoks" enthielt rund 7,9 % C, woraus sich ergibt, daß das Franzosenschwarz einen annähernden Gehalt von 5,5 % freien Kohlenstoff besitzt.

Besonders auffällig war, daß trotz des großen Wassergehalts des Schwelguts bei der Probe aus Schicht S kein H_2S auftrat, was auf Fehlen von Schwefelkies hinweist; daher wurde den Schwefelverhältnissen nachgegangen. Es ergab sich ein Gesamtschwefelgehalt von 4,45 %, wovon nur 1,33 % an wasserlösliche Verbindungen gebunden ist. Der Gipsgehalt des Franzosenschwarz beträgt noch nicht 0,4 %! Der Schwefel scheint sich größtenteils auf freies S, sodann Eisensulfat, Eisenaluminiumalaun, und eventl. freie Schwefelsäure zu verteilen.

Diese Verhältnisse sind so zu deuten, daß das Konstitutionswasser schon in der Natur den im heutigen Franzosenschwarz ehedem vorhandenen feinverteilten Schwefelkies zur Verwitterung gebracht hat, wobei neben Eisenvitriol freie Schwefelsäure entstand. Diese bildete — da bei dem sehr geringen Gehalt an Ca nur wenig Gips entstehen konnte — teils Alaune, teils blieb sie frei. Da der Ton krampfhaft Flüssigkeiten festhält, blieb die Schwefelsäure adsorbiert und konnte so auf ursprünglich vorhandene Kohlenwasserstoffe einwirken, die sie bis zu freiem Kohlenstoff abgebaut hat. Soweit Bitumen in Betracht kommt, wird dieser Weg über asphaltartige Körper geführt haben.

Qualitativ angestellte Schwelversuche mit Proben aus E, I, L, W zeitigten in bezug auf Kohlenwasserstoffe analoge Ergebnisse. Hier trat aber H_2S auf: es war noch Schwefelkies vorhanden.

Als wesentlichste Feststellung erscheint der Nachweis, daß die Schw. Kr. kein Bitumen, sondern freien Kohlenstoff enthält. Nun erklärt sich auch der S. 95 erwähnte Befund, daß Koniferenholzzellen als „Holzkohle" in ihr enthalten sind. Was Herr HENTZE über Verwitterung des Schwefelkieses annimmt, findet seine Stütze in den im Bruch beobachteten Verwitterungserscheinungen.

Das Urmaterial der Schwarzen Kreide.

Der Gehalt an freiem Kohlenstoff, der der Schw. Kr. den technischen Wert verleiht, ist auf den Abbau sämtlicher Kohlenwasserstoffe zurückzuführen. Die auf Holzzellen zurückgehende „Holzkohle“ ist nicht in solcher Menge vorhanden, daß sie den großen Gehalt der Schw. Kr. an freiem C auch nur entfernt decken könnte. Außer in genannter Form ist freier Kohlenstoff noch in feinster Verteilung vorhanden; er widersteht, wie oben erwähnt, den Entfärbungsversuchen, verbrennt aber beim Glühen des Materials. Dieser Kohlenstoff kann nur als Abbauprodukt von Bitumen gedeutet werden. Das Urmaterial der Schw. Kr., das wir oben als feinen, vielleicht schwach mergeligen Schlamm erschlossen haben, muß Bitumen, und zwar in beträchtlicher Menge, enthalten haben. Der Bitumengehalt bietet nichts auffallendes, handelt es sich in der Schw. Kr. doch größtenteils um eine besondere Erscheinungsform des Posidonomyenschiefers.

Aus der Feststellung der sekundären Natur der wesentlichsten Eigenschaft der Schw. Kr. ergibt sich, daß man nicht ohne weiteres von einer „Schwarzkreide-Fazies“ sprechen darf. Andererseits muß das Urmaterial manche Eigenschaften besitzen, wenn die Möglichkeit der Entstehung von Schw. Kr. gegeben sein soll, und es ist zu prüfen, ob ein solches Urmaterial sich nicht doch nur unter ganz besonderen Verhältnissen absetzen konnte, die nur in bestimmtem Faziesbezirk gegeben waren.

Die zu fordernden Eigenschaften sind:

1. großer Schwefelkiesgehalt;
2. primär oder sekundär, geringer Kalkgehalt;
3. die tonige Grundmasse muß sehr großes Adsorptionsvermögen besitzen. Dazu muß der sie zusammensetzende terrigene Detritus allerfeinster Natur sein, ich möchte annehmen, er muß besonders viel kolloide Teile enthalten.

Paläogeographisches.

Wie S. 89 erwähnt, verlief die Begehung der Umgebung von Vehrte, die Aufklärung über die Verbreitung der Schw. Kr. bringen sollte, nahezu ergebnislos. Beim Durch-

suchen norddeutscher Literatur[9]) auf Angaben über Vorkommen von oberliassischer Schw. Kr., oder wenigstens ähnlichen Gesteinen, fand ich nur weniges.

LÖWE (14, S. 130) sagt, daß bei Haddesen-Bensen (etwa 75 km östlich Vehrte) die Posidonomyenschiefer als schwarze bis lebergraue blättrige Schiefertone mit schwarzen harten Kalkplatten ausgebildet seien. Sie enthielten zahlreich Pyriteinsprenglinge, seien stark bituminös und würden in benachbarten Steinbrüchen als „Schwarze Kreide" gebrochen.

v. SEE (21, S. 634) nennt den Posidonomyenschiefer von Dehme ein stark kohliges, schnell bleichendes Gestein.

HAACK (13, S. 481) erwähnt, daß bei Lammers im Posidonomyenschiefer auf Kohle geschürft worden sei.

MEYER (16, S. 358) gibt an, daß bei Werther (33 km südöstlich Vehrte) der Posidonomyenschiefer aus harten Stinkkalkplatten und erdiger Kohle bestehe. Er sei reich an Bitumen, das aus diesen Ölschiefern ehemals gewonnen worden sei.

Die erstaufgeführte Angabe spricht direkt von Schw. Kr., und auch bei den anderen ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß es sich um solche handelt. Inwieweit die Angabe von LÖWE, daß die Haddesen-Bensener Schw. Kr. stark bituminös sei, zu Recht besteht, vermag ich nicht nachzuprüfen, immerhin ist zu bedenken, daß die Vehrter Schw. Kr. auch einen starken Bitumengehalt vortäuscht. Etwas anderes ist es mit dem Werther Vorkommen. Nach MEYER ist Bitumen aus den Schichten gewonnen worden. Doch war die Vehrter Kreide einst ja auch bituminös. Man könnte also daran denken, daß das Bitumen bei Werther nur in einzelnen Lagen, und da nicht völlig, chemisch abgebaut ist.

Andererseits erwähnt BURRE (7) aus dem Osning zwischen Bielefeld und Örlinghausen nichts, was auf das Vorkommen von Schw. Kr. schließen ließe; desgl. nicht POELMANN (16) von Hellern. Stücke von Posidonomyenschiefer, die vom Meßtischblatt Osnabrück stammen und mir von Herrn Bergrat HAACK gütigst gezeigt wurden, sind zwar sehr dunkel und färben auch etwas ab, sind aber

[9]) Eine Zusammenstellung von Vorkommen der Posidonomyenschiefer findet sich in der Arbeit: HAAS, Monographie der Ölschiefer des deutschen Lias ε. Dissertation. Heidelberg 1922. Der Titel Monographie erscheint für eine derartige Arbeit recht anspruchsvoll!

mit der Schw. Kr. nicht zu vergleichen. Siehe auch die Angabe S. 89 über den Posidonomyenschiefer bei Markendorf.

Aus diesen Angaben scheint sich mir ein Zug herauszuschälen, in dem Material, das zu Schw. Kr. werden kann, zur Ablagerung gelangt ist. Dieser Zug erstreckt sich — mit Unterbrechungen — von Vehrte gegen Osten über Dehme nach Haddesen-Bensen. Natürlich ist er nicht linear, die außerhalb des Zuges liegenden Vorkommnisse sind entweder Annexe, oder kleinere Beckenteile, in denen ähnliche Sedimentationsbedingungen geherrscht haben.

In demselben Zug und seiner Verlängerung nach Osten liegen nun die einzigen Stellen, von denen aus Norddeutschland die Dörntner Schichten, oder wenigstens einige ihrer Zonen, bekannt sind. Ich nenne Vehrte, Harderothe a. Ith (22, S. 309), Hildesheim (9, S. 101), Salzgitterer Höhenzug (8) bis an den Harz heran (22, S. 293), und zuletzt, etwas nördlicher, vielleicht Wefensleben[10]).

Die Aufarbeitung, die in Norddeutschland verschiedene Male im Obersten Lias und Unteren Dogger stattfand, setzt in den betroffenen Gebieten zwar nicht allgemein Verlandung, mindestens jedoch geringe Meerestiefe voraus. Normalerweise sind durch diese Aufarbeitung die Dörntner Schichten, sofern sie überhaupt in größeren Gebieten Norddeutschlands zur Ablagerung gelangt sind, zerstört worden (9, S. 106). Von der Aufarbeitung verschont werden sie da geblieben sein, wo das Meer tiefer war. Eine Meeressenke aber ist bei Vehrte anzunehmen, wo nicht nur die Dörntner Schichten 1—3 vorhanden sind, sondern auch die *Striatulum*-, *Fallaciosum*- und *Dispansum*-Schichten keine in ihre Bildungszeit fallende Aufarbeitung (12, S. 61) erkennen lassen.

In dieser Meeressenke, deren Existenz seit der Zeit der 1. Dörntner Zone ohne Zweifel ist, hat sich Urmaterial der Schw. Kr. abgesetzt. Damit drängt sich der Schluß

[10]) Dort ist nach KOERT (Ein neuer Aufschluß in den Grenzschichten von Dogger und Lias. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 42, Berlin 1921) die *Striatulum*-Zone in 129—138 m Tiefe durchbohrt. Seine Bemerkung S. 531, die Grenze der *Striatulum*-Zone gegen die Posidonomyenschiefer sei wenig scharf, und S. 530, daß sich zuoberst in den Posidonomyenschiefern völlig verdrückte und zur Bestimmung ungeeignete Harpoceren finden, ist vielleicht so zu deuten, daß die Dörntner Zonen 1—3 dort entwickelt sind. An eine Aufarbeitung in der dortigen Gegend glaubt KOERT auch in der *Striatulum*-Zeit nicht, die Schalenbreccien können als Bruchschill gedeutet werden.

auf, daß diese Senke auch schon zur Posidonomyenschieferzeit vorhanden war, daß nur in einer solchen das Urmaterial der Schw. Kr. entstehen konnte. Diese Überlegung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn man in Betracht zieht, daß die obengenannte Aufarbeitung nicht auf orogenetische, sondern epirogenetische Bewegungen zurückgeht und folglich kein Grund vorliegt, die Meeressenke als in deren Folge entstanden anzunehmen.

Pompeckj (18, S. 60) sprach als erster den Gedanken aus, im Meere des Posidonomyenschiefers müßten Verhältnisse geherrscht haben wie heute in den tieferen Regionen des Schwarzen Meeres. Es bedarf keiner Begründung, daß sich in Senken eines solchen Meeres all diejenigen Erscheinungen, die auf mangelnde Durchlüftung der Tiefenräume zurückgehen, in ganz besonderer Schärfe ausgesprochen finden müssen.

Das S. 98 als Urmaterial der Schw. Kr. angenommene Sediment -- feinster Schlamm mit starkem Bitumen- und Schwefelkiesgehalt -- widerspricht in keinem Punkt den Bedingungen, die wir von dem Sediment einer Meeressenke verlangen müssen. Nach der Schneiderhöhnschen Schilderung der Bedingungen am Boden des Kupferschiefermeers (20, S. 28 ff.) dürfen wir annehmen, daß das Urmaterial der Schw. Kr. in der Wirkungssphäre der desulfurierenden Bakterien zum Absatz gelangt ist, während die Schwefelbakterien in einer höher gelegenen „Bakterienplatte" gelebt haben.

Paläobionomisches.

Läßt der Fossilgehalt der Schw. Kr. die Deutung zu, daß sie in einer vergifteten Meeressenke zum Absatz gekommen sei?

Bis L, der Obergrenze des Posidonomyenschiefers, herrscht außerordentliche Artenarmut, wozu in B—L noch Individuenarmut kommt. In der letztgenannten Schichtserie fehlt das Benthos, denn der Byssusträger *Inoc. dubius* ist, schon aus der Verteilung in der Schw. Kr. zu schließen, als pseudoplanktonisch verfrachtet anzunehmen. Eine Schichtfolge von 21 m zeigt also, daß die Bodenräume kein benthonisches Leben ermöglichten. Anders lagen die Verhältnisse bei der Ablagerung des 60 cm mächtigen A. Die Posidonomyen haben hier am Boden gelebt, waren aber nur kurzlebige Kolonisten. Wenn auch nicht alle Exemplare auf einer Schichtfläche genau gleich groß sind, so

sind sie doch fast immer von gleicher Größenordnung, man beobachtet nur selten mehrere Generationen übereinander: Populationen der planktonisch verfrachteten Embryonalformen haben sich angesiedelt und eine Zeitlang entwickelt, dann sind die Tiere gleichzeitig abgestorben, und erst nach mehr oder weniger langer Pause (bewiesen durch Zwischensediment) hat sich der Vorgang wiederholt.

Während des Absatzes der Schicht A hat zeitweilig eine so weitgehende Durchlüftung (19, S. 488) der Meeressenke stattgehabt, daß Bodenleben möglich war. Andererseits reichte die Durchlüftung nicht aus, dem Sediment einen anderen Charakter zu geben. Das Vorkommen der *Pseudomonotis* sp. in A_1 mag analog erklärt werden, doch kann diese Muschel auch pseudoplanktonisch verfrachtet worden sein.

Die anderen in A_1—L gefundenen Fossilien gehören dem Nekton an und sind wohl vorwiegend post mortem in die vergiftete Zone gelangt. Vorwiegend — denn die „Brut" von *Dact. commune*, die sich auf einer einzigen Schichtfläche von H findet, läßt vermuten, daß hier eine „Ammoniten-Schule", vielleicht gejagt von einem Räuber, lebend in die Giftzone geriet. Die auf derselben Schichtfläche sich findenden besonders kleinwüchsigen Inoceramen vermag ich nicht biologisch zu deuten.

Die Muscheltrümmerlage in A geht wohl auf die Tätigkeit eines größeren Tieres zurück, das den Muschelrasen abweidete. Bei den Muscheltrümmerlagen in B darf keinesfalls an eine Strandbildung gedacht werden. Die Trümmer liegen nur auf einzelnen Schichtflächen, nie irgendwie angehäuft. Am wahrscheinlichsten erscheint mir, daß die Trümmer als solche niederfielen von der Mahlzeit eines Fisches pp., der einen nahe der Oberfläche treibenden Algenwald auf Inoceramen abgraste. Allerdings habe ich weder Skeletteile noch Koprolithen eines Wirbeltiers gefunden, doch beweist dies selbstverständlich nicht, daß auch die Oberflächenschichten des Meeres von Vehrte von diesen Tieren gemieden wurden.

Auffallend nimmt der Artenreichtum jenseits der Grenze des Posidonomyenschiefers zu. Die Gründe scheinen mir in der obenerwähnten Hebung des Bodens Norddeutschlands, die mit jener Zeit einsetzte, zu liegen. Zwei Folgen mußte diese Hebung mit sich bringen: 1. unsere Senke wurde absolut weniger tief, die Möglichkeit besserer Durch-

lüftung stieg, 2. das Nekton wurde in dem sich verengenden Meeresraum gegen die alten Tiefengebiete gedrängt.

Zu Punkt 1 ist zu sagen: Das Vorkommen von *Pseudom. substriata*[11]) zusammen mit *Discina* in P beweist zeitlich beschränkte bessere Durchlüftung. Das reichliche Auftreten von Muscheln von T an aufwärts (in T auch *Discina*) zeigt, daß der Übergang zu dauernd normalen Durchlüftungsverhältnissen von da an sich einleitet.

Punkt 2 wird bestätigt durch das arten- wie individuenreiche Auftreten der Cephalopoden. Die Fossilverteilung läßt aber noch mehr erkennen: Ammoniten treten oberhalb S_1 fast völlig zurück, Belemniten fand ich nicht über T. STOLLEY (22, S. 293) betont, daß die *Striatulum*-Zone eine viel weitere Verbreitung besitzt als die Dörntner Zonen 1—3, d. h. der Meeresraum hatte sich erweitert, das Nekton mußte sich nicht mehr in den alten Tiefengebieten zusammendrängen. Von T an aufwärts — wenn auch noch mit Unterbrechungen — stellt sich Benthos ein, während längerer Zeitintervalle war das Tiefenwasser entgiftet. Dann konnten die Cephalopoden ungefährdet auch tiefere Partien der Vehrter Meeressenke durchschwimmen, es war nur mehr Zufall, wenn ein Tier hier zu Tode kam oder seine Leiche zu Boden sank. Mit diesem bionomischen Bild steht der petrographische Charakter der Schichten in Einklang: Oberhalb T tritt der Schwefelkies — die 15 cm starke Geodenlage X ausgenommen — zurück, mit W setzt die kohlenstoffärmere Bl. Kr. ein, deren Ausgangsprodukt bitumenärmer war als das der Schw. Kr.

Die Rückkehr zu dauernd normaler Durchlüftung spricht sich immer deutlicher aus. Mag auch der wesentlichste Anteil am Endergebnis auf Rechnung von Meeresströmungen zu setzen sein, die andauernde Sedimentation in der Vehrter Senke während Zeiten, in denen im umliegenden Gebiet wenig bis nichts sedimentiert, ja ältere Ablagerungen zerstört wurden (9, 12, 22), hat auch dazu beigetragen, den Giftherd zu zerstören, indem der Boden der Senke mehr und mehr in dieselbe Höhenlage kam wie die Umgebung.

Schluß.

Aus paläogeographischen Gründen ergab sich die Vermutung, daß die Vehrter Schw. Kr. in einer Meeressenke

[11]) Die Bänke mit *Pseudom. substriata*, die anderen Ortes sich finden, beweisen, daß diese Muschel sessil benthonisch gelebt hat.

entstanden sei. Die Fossilführung stützt diesen Gedanken so stark, daß mit der „Vehrter Senke" gerechnet werden muß, einer Senke, deren Tiefenraum die Giftzone am Boden des Posidonomyenschiefermeers besonders ausgeprägt und dauerhaft entwickelt erschließen läßt.

Der größere Verband, dem sie angehört, das ostwestlich gerichtete Tiefengebiet im Meer des Oberen Lias (S. 100), lag gar nicht sehr fern der Küste. Land war die Ardenneninsel mit ihrer östlichen Fortsetzung in der Hessischen Landbrücke, die stark nach Norden Raum gewonnen hatte. Dieser Verlauf der Südküste des norddeutschen Lias ζ-Meeres, den ERNST (10, S. 35) annimmt, deckt sich mit der Auffassung, zu der ich, unabhängig von ihm, gelangt bin.

Spricht schon die detritogene Beschaffenheit zusammen mit der großen Mächtigkeit der Schw. Kr. (insgesamt wie ihrer einzelnen Zonen) für nicht landferne Entstehung, so auch der Schwefelkiesgehalt. Nach GRUPE (12, S. 59) zeichnet sich im Bereich des Weserberglands die *Striatulum*-Zone durch besonders starke Schwefelkiesführung aus. Man wird diesen Schwefelkiesgehalt auf den Einstoß eisenhaltiger Wässer aus dem obengenannten Landgebiet zurückführen müssen, wie auch POMPECKJ[12]) beim Kupferschiefer die Abhängigkeit der Kupferführung von den Zuflüssen betont. Was die Sedimente der Vehrter Senke vor den entsprechenden des sonstigen Weserberglands auszeichnet, ist der sehr große Schwefelkiesgehalt auch des Liegenden der *Striatulum*-Zone. Man wird zur Erklärung den von POMPECKJ ebenda ausgesprochenen Gedanken heranziehen, daß schwerere Erzlösungen nach Diffusion aus der Oberflächenschicht in einzelnen tieferen Teilen des Beckens reichlicher zusammengeflossen sein können als in benachbarten flacheren. Außerdem wird auch der starke Bitumengehalt des Urmaterials der Schw. Kr. fällend (19, S. 458), der feine Schlamm beim Niederrieseln adsorbierend auf das Eisen gewirkt haben[13]).

---

[12]) Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. Diese Zeitschr., Bd. 72, S. 338. Berlin 1920.

[13]) KRUSCH, Die Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers mit Hilfe des Metallmikroskops. Centralbl. f. Min., Stuttgart 1923, S. 66.

Literaturverzeichnis.

(Nur die für den stratigraphischen und genetischen Teil wichtigsten Arbeiten sind aufgeführt.)

1. ANDRÉE, Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. Geol. Rundschau, 2. Leipzig 1911.
2. BEYSCHLAG, Die Erzführung des Kupferschiefers. Zeitschr. f. prakt. Geol., 29. Jahrg. Berlin 1921.
3. BÖLSCHE, Beitr. z. Geol. d. Juraformation d. nordwestl. Deutschl. 3. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück. Osnabrück 1877.
4. — Geogn.-Pal. Beitr. z. Kenntnis d. Juraformation d. Umgebung v. Osnabrück. 15. Progr. d. Realsch. d. Stadt Osnabrück. Osnabrück 1882.
5. — Zur Geogn. u. Pal. d. Umgebung v. Osnabrück. 5. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück. Osnabrück 1883.
6. BRANDES, Die faziellen Verh. d. Lias zw. Harz u. Egge-Gebirge. Neues Jahrb. f. Min.... Beil.-Bd. **33.** Stuttgart 1912.
7. BURRE, Der Teutoburger Wald (Osning) zw. Bielefeld u. Örlinghausen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., **32.** Berlin 1911.
8. DENKMANN, Über die geogn. Verh. d. Umgegend von Dörnten. Abhandl. Geol. Spezialkarte Preußen... **8.** Berlin 1887.
9. — Studien im deutschen Lias. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, **13.** Berlin 1892.
10. ERNST, Zur Stratigraphie u. Fauna des Lias ζ im nordwestl. Deutschland. Paläontogr. **65** u. **66.** Stuttgart 1923/24[14]).
11. FISSE, Beitr. z. Kenntnis d. Bodens im Fürstentum Osnabrück. Dissertation. Göttingen 1873.
12. GRUPE, Zur Kenntnis des Oberen Lias u. des Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, **40,** Teil 2. Berlin 1919.
13. HAACK, Der Teutoburger Wald südl. v. Osnabrück. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., **29,** Teil 1. Berlin 1908.
14. LÖWE, Das Wesergebirge zw. Porta- u. Süntelgebiet. Neues Jahrb. f. Min.... Beil.-Bd. **36.** Stuttgart 1913.
15. LOHMANN, Die geol. Verh. d. Wiehengebirges zw. Barckhausen a. d. Hunte und Engter. Niedersächs. Geol. Ver. 1. Jahresber. Hannover 1909[15]).
16. MEYER, Der Teutoburger Wald (Osning) zw. Bielefeld und Werther. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., **24.** Berlin 1903.
17. POELMANN, Der Jura v. Hellern b. Osnabrück. Wiss. Beil. 8. Jahresber. d. Oberrealschule Münster. Münster 1912.

---

[14]) Herr Dr. ERNST hatte die große Liebenswürdigkeit, mir die Korrekturbogen zur Verfügung zu stellen.

[15]) In dieser Arbeit ein ausführliches Literaturverzeichnis.

18. POMPECKJ, Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart 1914.
19. — Das Meer des Kupferschiefers. BRANCA-Festschrift. Leipzig 1914.
20. SCHNEIDERHÖHN, Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. Neues Jahrb. f. Min.... Beil.-Bd. 47. Stuttgart 1922.
21. v. SEE, Geol. Unters. im Weser-Wiehengebirge bei der Porta Westfalika. Neues Jahrb. f. Min.... Beil.-Bd. **30.** Stuttgart 1910.
22. STOLLEY, Über den Oberen Lias u. den Unteren Dogger Norddeutschlands. Neues Jahrb. f. Min.... Beil.-Bd. **28.** Stuttgart 1909.
23. TRENKNER, Die jurass. Bildungen der Umg. von Osnabrück. 1. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück. Osnabrück 1872.
24. — Die Juraschichten von Bramsche, Wester-Cappeln u. Ibbenbüren. Diese Zeitschr., **24.** Berlin 1872.
25. — Die Urfauna des Weser- u. Emsgebiets. 3. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück. Osnabrück 1877.
26. — Pal.-Geogn. Nachträge. 3. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück. Osnabrück 1877.
27. — Die geogn. Verh. d. Umgegend von Osnabrück. Osnabrück 1881.
28. WUNSTORF, Die Fauna d. Schichten m. *Harpoceras dispansum* vom Gallberg b. Salzgitter. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, **25.** Berlin 1904.

5. Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet.

Von Herrn HANS SCHANDER in Braunschweig.

(Mit 3 Textfiguren.)

Einteilung des Stoffes.

I. Die Verhältnisse im mittleren Elbtalgebiet zur Jurazeit und vor Bildung der terrestrischen Kreideablagerungen.

Das mittlere Elbtalgebiet — geographisch im weiteren Sinne von Meißen im Norden, bis Prag im Süden gerechnet —, war als Randgebiet der böhmischen Kreide seit dem Rotliegenden lange Zeiträume hindurch Festland gewesen. Erst die Juraablagerungen ergeben einen sicheren Beweis für das Vorhandensein eines Meeres. Bei Hohenstein i. Sa. sind längs der großen Lausitzer Dislokation Juraablagerungen eingeklemmt, ebenso im nördlichen Böhmen bei Saupsdorf, Zeidler und Schönlinde. Einige wenige Bohrungen zeigen, daß sich diese Juraschichten westlich unter der Kreide fortsetzen und direkt auf Granit lagern. Am westlichen Elbtalrande sind sie nirgends mehr nachweisbar. Hier ruht marine Kreide direkt auf Granit. Diese Juraablagerungen bestehen aus versteinerungsreichen Kalken, Mergeln, untergeordnet Sandsteinen, die zum Oxford, Corallien und Kimmeridge zu stellen sind. Das Vorhanden-

sein eines Meeres zur Oberen Dogger- und zur Malmzeit ist somit sicher nachgewiesen. Der sächsisch-böhmische Jura findet sich hier ganz isoliert vor, Polen, Mähren, Norddeutschland und Ostbayern sind die nächsten Juravorkommen. Zwischen Erzgebirge und Lausitzer Gebirge breitete sich dieses Jurameer aus. Es muß hier relativ ausgedehnt gewesen sein und kann sich keineswegs nur auf einen schmalen Graben beschränkt haben, denn die sächsisch-böhmischen Juraablagerungen sind Absätze eines relativ tieferen Meeres. Im Untergrund des Elbtals sind jurassische Ablagerungen nie erbohrt worden. Das heutige Elbtal hat mit dieser alten jurassischen und kretazeischen Senke wenig zu tun. Die nächstfolgenden marinen Ablagerungen nach dem Malm sind cenomanen Alters. Wir haben also zwischen Malm und Cenoman eine Schichtenlücke, denn es fehlen jegliche Reste mariner Unterkreideschichten, eine Schichtenlücke, der in Norddeutschland ein Schichtenstoß von etwa 1000 m Mächtigkeit entspricht. Gegen Ende der Malmzeit hatte eine bedeutende Regression des Meeres eingesetzt. Zur Unterkreidezeit war ganz Böhmen und Sachsen vom Meere frei, das Meer hatte sich nach Norddeutschland zurückgezogen und reichte östlich etwa nur bis zur Unterelbe. Zu dieser Zeit bildeten sich im mittleren Elbtalgebiet besondere Verhältnisse heraus; weite abflußlose Senken, arides Klima, rote Verwitterungsdecken und Dünensande charakterisieren sie. Später bilden sich nasse Depressionen, Sümpfe und Seen, von üppigen Wäldern umstanden, es mehren sich die Vorboten der neuen, großen Meerestransgression, die um die Wende von Unter- zur Oberkreidezeit hier einsetzt.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Verhältnissen vor der großen cenomanen Transgression im mittleren Elbtalgebiet und mit dem Vorgang der Transgression selbst. Die Anregung dazu verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Walther, der die Arbeit unermüdlich gefördert hat. Ihm bin ich für seine reiche Unterstützung vor allem zu größtem Dank verpflichtet. Wertvolle Unterstützung, für die ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche, empfing ich von Herren Prof. Deichmüller, Prof. Wanderer-Dresden, Prof. Kettner, Prof. Perner, Prof. Bayer, Ass. O. Kodym, Ass. Mateika, Dr. Prochaska-Prag, Dr. Pietsch-Leipzig.

II. Die terrestrischen Ablagerungen der Kreide in Sachsen.

In Sachsen finden sich besonders zwischen Tharandt und Freiberg auf weitere Erstreckungen hin unter fossilführendem marinen cenomanen Carinatenquader, unzweifelhaft Ablagerungen kretazeischen Alters, die ihrem Ursprung nach nicht im Meer gebildet worden sind. Sie werden im allgemeinen bezeichnet als „Zone der Crednerien", auch lokal als „Niederschönaer Pflanzenschichten". Diese Credneriensschichten findet man stets im Liegenden der marinen Carinatenquader oder, wo diese fehlen, direkt älteren Schichtkomplexen aufgelagert. Man stellte deshalb in den älteren Gliederungen der sächsischen Kreide die Crednerienzone durchgehends an die Basis der kretazeischen Schichten und überschätzte so die Bedeutung und Verbreitung der Crednerienzone erheblich. Die Crednerienzone, die aus — petrographisch sowie genetisch — ganz verschiedenartigen Ablagerungen besteht, hat größere Bedeutung eigentlich nur bei Tharandt, Niederschöna und Dippoldiswalde.

An die Basis der Crednerienzone stellt man die Grundkonglomerate, denen die folgenden Betrachtungen dienen sollen. Von vornherein muß betont werden, daß die Konglomeratbildungen sich keineswegs überall an der Basis der Crednerienzone vorfinden, daß sie also kein durchgehender stratigraphischer Horizont sind. Ihre Mächtigkeit ist dann auch eine äußerst wechselnde. Zu beachten ist ferner, daß sich auch in höheren Teilen der Crednerienschichten Konglomerateinlagerungen finden. Sind diese Grundschotter so ihrer Verbreitung nach zu lokalisieren, so muß man ihnen infolge ihrer Entstehungsweise und ihrer speziellen Ausbildung doch eine gesonderte Stellung einräumen. Sie kennzeichnen die Verhältnisse einer bestimmten Epoche, die vor der Bildung der eigentlichen pflanzenführenden Crednerienschichten gelegen hat und die sich von letzterer auch beträchtlich unterscheidet. Die Grundkonglomerate sind weiter verbreitet besonders in der näheren Umgebung von Niederschöna selbst. Ein lehrreicher Aufschluß in den tieferen Teilen befindet sich nördlich Oberschaar. Hier lagern auf Gneis stark rostbraun bis rotbraun gefärbte lockere Kiesmassen, die durch Eisenverbindungen in den tieferen Zonen fest verkittet sind. Der Kies besteht größtenteils aus gut abgerollten bis 2 cm großen Quarzgeröllen, an der Basis finden sich kleine

gerollte Bruchstücke des liegenden Gneises, teilweise zersetzt. Der teilweise im Liegenden aufgeschlossene verwitterte Gneis ist stark violett gerötet. Es liegen die Schottermassen also hier auf einer alten roten Verwitterungsdecke, aus deren Material sie sich teilweise selbst noch aufbauen. Diese alte rote Verwitterungsdecke tritt dann auch östlich von Oberschaar an den Hängen des Berges auf den Feldern deutlich in Erscheinung, auch hier bilden gerötete Kiesmassen die Basis der Kreide. Ueberall, wo in der Umgebung von Niederschöna die Auflagerungsfläche der Kreide aufgeschlossen war, konnte man eine stattgehabte Rötung des Untergrundes — hier nur grauer, erzgebirgischer Gneis — beobachten.

Einen ausgezeichneten Einblick in die Lagerungsformen und die Ausbildung dieser Grundschotter gestattet eine Kiesgrube südöstlich Niederschöna. Hier sind die oberen Partien der Grundschotter zu sehen, wie sie ohne scharfe Grenze in die hangenden Sandsteine der Crednerienzone übergehen. Die Kiese sind hier etwa 1,5 m bis 2 m mächtig, meist blendend weiße Quarze, nur putzenhaft durch Eisenhydratverbindungen rotbraun gefärbt. Durch ein teils lockeres, teils festes sandig-grusiges Bindemittel sind fast ausschließlich Milchquarze von 1—4 cm Größe verkittet, violette Amethyste sind nicht selten. Vereinzelt finden sich völlig kaolinisierte Porphyrgerölle als unregelmäßig geformte gelbliche Tonstücken vor. Einen längeren Transport können diese Porphyr- bzw. Kaolinbrocken kaum zurückgelegt haben, auch die Quarze sind alle eckig bzw. wenig kantengerundet.

Von großer Wichtigkeit für die Frage nach der Entstehung der Grundschotter sind die gerade in diesem Aufschluß gut zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse. Eine deutlich hervortretende diskordante Schichtung ist sowohl an den kiesigen feinkonglomeratischen als auch an den sandsteinähnlichen Lagen zu beobachten. Es ist dies eine außerordentlich wirre Kleindiagonalstruktur, wie sie bei allen fluviatilen Ablagerungen bekannt ist. Daneben sehen wir einen schnellen Wechsel des Korns, feinkonglomeratische grobe und feinsandige Lagen wechseln rasch. Die in der Niederschönaer Gegend doch relativ weite Verbreitung dieser Grundschotter und das Fehlen fremder Gerölle schließt aus, daß es sich nur um reine fluviatile Schotter handelt, die ein festes Flußsystem abgelagert hat. Auch die von Sauer vertretene Ansicht, daß es sich um Litoralschotter

handele, ist mit den Tatsachen schwer vereinbar. Litoralschotter haben nicht derartige lokale, ganz verschiedene Lagerungsverhältnisse, es fehlt jeder Fossilgehalt, jeder Kalkgehalt usw. Dann treten unmittelbar im Hangenden typisch terrestrisch gebildete mächtige Sandmassen auf. Sicher ist, daß fließendes Wasser an der Bildung der Grundschotter mitgewirkt haben muß. Die unter dem Grundschotter liegenden roten Verwitterungsdecken, die hangenden terrestrischen Sandsteine verweisen auf bestimmte Verhältnisse, die später noch behandelt werden. Auch an der Basis der Kreidevorkommen nordwestlich, nördlich und nordöstlich von Dippoldiswalde finden wir diese Grundschotter entwickelt. Hier unterscheiden sie sich von der Niederschönaer Ausbildung nur durch eine verschiedenere Zusammensetzung ihres Geröllmaterials. Es stammt dort teilweise aus dem westlich anstehenden Elbtalschiefersystem, aus einer Gegend, die zu dieser Zeit Abtragungsgebiet und eine flache Erhebung gewesen sein muß.

Eine scharfe Trennung der Grundschotter von der hangenden Crednerienzone ist schwer durchzuführen. Petrographische sowie floristische Merkmale versagen hier. Doch der Nachweis der Crednerienzone überhaupt mit ihren zahlreichen Tonletteneinlagerungen, ihren Kohlenschmitzen ist, wenn sie überhaupt vorhanden, ohne Schwierigkeiten zu erbringen. Auch erleichtert gerade in der Tharandter und Niederschönaer Gegend eine typische, ziemlich allgemein entwickelte Muschel- und Austernbank an der Basis des Carinatenquaders diese Trennung.

Die Crednerienschichten im engeren Sinne bestehen vor allem aus dickbankigen, grobkörnigen bis feinkörnigen Sandsteinen, denen ganz unregelmäßig und keineswegs horizontbeständig dunkle und hellere Schiefertone eingelagert sind. Diese führen jene bekannte reiche Landflora. Die Schiefertone sind stellenweise so kohlenstoffreich, daß sie als Kohlennester anzusprechen sind, die jedoch infolge ihrer Unreinheit, ihrer geringen Mächtigkeit und sehr unbeständigen Lagerung technisch nicht nutzbar sind. Die Mächtigkeit dieser Stufe ist bei ihrem terrestrischen Ursprung naturgemäß sehr verschieden, sie schwankt in den Aufschlüssen bei Niederschöna selbst schätzungsweise zwischen 3 und 12 m.

Die klassischen Aufschlüsse dieser Zone liegen dicht östlich des Dorfes Niederschöna an den dortigen Berghängen,

wo in mehreren Brüchen die Sandsteine zu Bauzwecken gewonnen wurden. Hier fand man auch in den eingelagerten Tonlinsen jene eigenartige, üppige tropische Flora, so daß diese Crednerienzone auch als „Niederschönaer Pflanzenschichten" bezeichnet wird. Ein instruktives Profil zeigt der östlichste Steinbruch am Forsthaus östlich Niederschöna:

2,00 m feinkörniger Sandstein, frei von Toneinlagerungen, dem Carinatenquader nahestehend.
2,20 m mit wechselnder Zusammensetzung. Es ist ein dünnplattiger, etwas toniger Sandstein, der teilweise ganz dünn lettenartig wird, stellenweise auch etwas mächtigere kleine feste Sandsteinbänke bildet. In diesem Sandstein lagern kleinlinsen- und schmitzenartig bis 0,20 m Mächtigkeit anschwellend, graublaue dunkle Letten, die reich sind an Pflanzenresten. In den westlichen Teilen keilen die Tonlinsen aus.
4,50 m klotziger, grobgebankter Quadersandstein aus mittel- bis feinkörnigem, recht korngleichmäßigem hellgelben Sandstein bestehend, mit deutlicher Diagonalschichtung.

Liegendes.

Aufschlüsse in der Umgebung zeigen, daß innerhalb der Crednerienzone ein starker Fazieswechsel von Letten, groben und feinkörnigen Sandsteinen stattfindet.

In einem Aufschluß dicht östlich Niederschöna findet sich ein etwa 0,50 m mächtiges Kohlenflöz vor, bestehend aus einer durch Sand und Ton verunreinigten bröckligen Kohle.

Im Hangenden und Liegenden der Kohlenschmitze wie überhaupt der Letteneinlagerungen wird der Sandstein stets ganz feinbankig und gut durchgeschichtet, zeigt schiefrig-plattige Schichtung und ist tonig. Nur flache, wenig angedeutete Diagonalstruktur ist hier zu sehen. Diese feingeschichteten Sandsteine sind reichlich auf ihren Schichtflächen mit kleinen parallel zur Schichtung gelagerten Muskovitblättchen bedeckt. Gerölle, sowie grobkörnige Lagen fehlen in der direkten hangenden und liegenden Umgebung der Letten. Die grobgebankten, klotzigen Sandsteine zeigen stets eine ausgezeichnete Kreuzschichtung im großen Maßstab mit Fallwinkeln bis zu 30°. Diese Niederschönaer Pflanzenschichten sind nun außer bei diesem Ort auch noch in dem Gebiet zwischen Niederschöna im Westen und Tharandt im Osten entwickelt, und zeigen dort überall eine analoge Ausbildung. Ein weiteres Verbreitungsgebiet liegt nordwestlich, nördlich und nordöstlich Dippoldiswalde und

zieht sich bis Tharandt im Norden. Hier sind die Lagerungsverhältnisse dieser Schichten bedeutend unruhiger. Die Sandsteinbänke und Toneinlagerungen keilen sehr rasch aus, dünnplattige Sandsteine liegen sehr unregelmäßig gewellt und gebogen, an den Rändern teilweise ineinander greifend. Dieser schnelle, bunte Wechsel von feinkörnigen Sandsteinen, Toneinlagerungen, Konglomeraten, groben und dünnschiefrigen Sandsteinen ist für diese Gegend charakteristisch. Im Zusammenhang damit steht, daß die Toneinlagerungen in diesem Gebiet eine besonders weite, horizontale Verbreitung haben.

Auch in der Hirschbachheide (ostnordöstlich Dippoldiswalde), einem weiter nach Südosten vorgeschobenen Verbreitungs- und Randgebiet der Crednerienzone beobachtet man diese unruhige, wechselreiche Lagerung der Pflanzenschichten. Bis zu 3 m mächtige, linsenförmige Sandsteinbänke sind durch nur wenige Zentimeter mächtige Zwischenschichten eines schwärzlich-tonigen, glimmerigen, dünnplattigen Sandsteins getrennt.

Zwei ganz lokale, kleine, von diesem großen Vorkommen bei Niederschöna—Tharandt—Dippoldiswalde sehr isolierte Verbreitungsstellen der Crednerienzone finden sich einmal nordwestlich von Dohna im Gammiger Steinbruch und[1] dann im Bahratal bei Dohna.

Wichtig für die Entstehung der Crednerienzone ist ihr Fossilgehalt. Fast ausschließlich floristische Elemente bauen ihn auf. Aus der eigentlichen Crednerienzone Sachsens ist keine einzige Versteinerung eines tierischen Organismus bekannt. Besonders auffällig ist es, daß uns — im Gegensatz zu den Funden in Böhmen — hier keine Insektenreste erhalten geblieben sind. Die Flora der Crednerienzone ist eine reine Landflora, deren zahlreiche Arten tropischen Charakter zeigen. Besser noch könnte man einen Vergleich mit der subtropischen Zone heranziehen. Bekannt ist diese Flora durch das erste Auftreten echter Laubbäume. Diese ersten Dicotyledonen, das Zusammenerscheinen jener charakteristischen Formen, als: *Credneria Didymosorus, Cunninghamites, Daphnites* und *Conospermites* sind ein mit der großen cenomanen Transgression verknüpftes Ereignis. Es gestattet uns so einigermaßen sicher, die in dieser Meerestransgression unmittelbar vorausgehenden terrestrischen Bildungen als unterstes Cenoman anzusprechen. Nicht der ganze Schichtenkomplex der Cred-

nerienzone ist pflanzenführend. Die grobkörnigen, meist ungebankten, kreuzgeschichteten Sandsteine führen keine, oder nur ganz selten Blattreste. Holz- bzw. Stammstücke sind auch nur vereinzelt aus ihnen bekannt. Auch die feinkörnigen Sandsteine zeigen nur spärliche Pflanzenabdrücke, dazu sind sie hier sehr schlecht erhalten. Aehnlich gut erhaltene Stücke, wie sie die Quadersandsteine des Harzvorlandes liefern, kennen wir aus den Credneriensandsteinen nicht. Die vor allem pflanzenführenden Zonen sind die den gröberen ungebankten Sandsteinen unregelmäßig eingeschalteten linsenförmigen Schiefertonbänke, die Letten und die damit im Zusammenhang noch auftretenden mehr oder weniger tonigen gut geschichteten Sandsteine. Vor allem die dunklen Schiefertone führen die am besten erhaltenen Reste. Der Zusammenhang zwischen den Schiefertonlinsen und den Pflanzenvorkommen ist ein ursächlicher, der bei der Besprechung der Entstehungsweise dieser Schichten erwähnt werden soll. Haben wir so gezeigt, daß die Crednerienzone petrographisch wie auch in bezug auf ihre Fossilführung ein keineswegs einheitlicher Komplex ist, so ergeben auch die Untersuchungen nach der Bildungsweise dieser ganzen Zone, daß wir hier mit sehr mannigfaltigen Verhältnissen zu rechnen haben. Die Grundschotter sind als unregelmäßige Schotterabsätze periodischer Wasserläufe zu erklären. Als typische Schotterlagen ohne liegende und ohne größere eingeschlossene Sandbildungen konnten sie so als besonderer Bildungsabschnitt an die Basis der terrestrischen Kreideablagerungen der Crednerienzone gestellt werden.

Dann entstanden die eigentlichen pflanzenführenden Crednerienschichten. Petrographisch, nach der Bildungsweise und auch nach dem Fossilgehalt haben wir ja da zwei verschiedene Fazies zu unterscheiden: einmal die gröberen oder auch feineren massigen **kreuzgeschichteten Sandsteine**, die sehr pflanzenarm sind, dann die pflanzenführenden, feinkörnigen, **gut geschichteten Sandsteine**, dazu die **Schiefertone** und die **Kohlennester**.

Entstehung der groben, kreuzgeschichteten Sandsteine.

Bei Besprechung der Spezialprofile der Niederschönaer Schichten wurde schon mehrfach auf die typische Ausbil-

dung dieser teilweise mehrere Meter mächtigen, klotzigen Sandsteine hingewiesen. Der völlige Mangel jeden tierischen marinen Restes, die öfter erwähnte, ausgezeichnet sichtbare starke Diagonalschichtung großen Maßstabs, die eine alte Dünenstruktur noch deutlich erkennen läßt, der später zu besprechende auffallende Gegensatz zu den im Wasser abgesetzten, gut geschichteten pflanzenführenden Sandsteinen, weiter der Mangel an gut erhaltenen Pflanzenresten und die allgemeinen Lagerungsverhältnisse unter einer typischen marinen Transgressionsschicht, alle diese Merkmale verweisen auf eine rein terrestrische Entstehung dieser Sandsteine; es sind Dünensande, die in flacheren abflußlosen Senken des noch vom Meere freien untercenomanen Festlandes zur Ablagerung gelangten.

Entstehung der gut geschichteten Sandsteine, der Schiefertone und Kohlennester.

Den groben, kreuzgeschichteten Sandsteinen sind, ganz unregelmäßig und keineswegs horizontbeständig, die linsenartigen Schiefertonbänke mit den Kohlennestern und die geschichteten Sandsteine eingelagert. Die zweite Fazies der Crednerienschichten, die die eigentlich pflanzenführende ist. Es wurde schon darauf hingewiesen, in welcher Weise die Schiefertonlinsen dem Sandstein eingefügt waren. Man sah meist im Liegenden und Hangenden der dünnen Schiefertone gut geschichtete, dünnbankige, tonreiche Sandsteine. Ihre Schichtfläche war mit parallel gelagerten Muskovitschüppchen bedeckt. Oft sind ihnen ganz konkordant tonige Zwischenmittel eingelagert. Alle gut erhaltenen Blatt- und andere Pflanzenreste, wie Früchte, Stammstücke, Pflanzenspreu, liegen genau auf den Schichtflächen. Diese blättrigen Schiefertone, wie die gut geschichteten Sandsteine müssen, wie obige Merkmale zeigen, im Wasser entstanden sein, und zwar in ruhigem Wasser, das relativ schnell wieder verging und Wüstensanden wich. Wir müssen folgern, daß in diesen abflußlosen Senken sich durch die langsame allgemeine Senkung des ganzen Landes bald hier bald dort Grundwasseraustritte als kleinere oder größere Seen, meist wohl nur als Sümpfe oder sumpfige Stellen bildeten. Hineingewehter Sand wurde in ihnen gut geschichtet sedimentiert, feiner, durch den Wind oder auch periodische Wasserläufe verfrachteter Staub als gut geschichteter Ton abgelagert. Rings herum war Wüste, aber an diesen Stellen siedelte

sich bald üppige Vegetation an, die abfallenden Blätter wurden in das Wasser geweht, in den feinen Schlamm ruhig eingebettet. So bildeten sich solche oasenartigen Seen und Sümpfe, die je nach ihrer Ausdehnung und den Grundwasserverhältnissen längere oder nur kürzere Zeit bestanden. An vegetationsreicheren, sumpfigen Stellen kam es auch zu Moder- und Kohlenbildung.

Versuchen wir nun, die Crednerienzone vorläufig nach diesen Gesichtspunkten zu gliedern, so dürfte sich folgende Unterscheidung ergeben:

Eigentliche . .	a) **Fazies der groben und feinkörnigeren kreuzgeschichteten klotzigen Sandsteine. Sehr pflanzenarm.**
2. Crednerienzone	b) **Fazies der feingeschichteten glimmrigen Sandsteine, der Schiefertone mit Kohlennestern, alles pflanzenführend.**
1. **Fluviatile Grundschotter.**	
Basis.	

Die präkretazeischen Oberflächenformen waren im einzelnen teilweise recht unruhige. Besonders interessant ist es nun, die Orographie des altkretazeischen Festlandes vor der Transgression zu untersuchen und damit auch die Abhängigkeit der Verbreitung und Ausbildung der terrestrischen Ablagerungen der Kreide von den damaligen Oberflächenformen abzuleiten. Hier waren alle Ablagerungen der Kreide vor der cenomanen Transgression terrestrische, und zwar besonders Schotter, gröbere und feinere Sande, die sich in abflußlosen, flacheren Senken sammelten. Noch heute zeigt die Lagerung der Crednerienzone, daß sie in alten Becken gebildet ist, die durch flachere Erhebungen umgrenzt und mehr oder weniger getrennt waren. Bei all diesen Untersuchungen sollen jetzt nicht die terrestrischen Ablagerungen der Kreide im ganzen, sondern speziell die Crednerienschichten mit ihren Dünensandmassen und Tonschieferbildungen berücksichtigt werden.

Die Hauptverbreitung dieser Schichten liegt im Hinblick auf die gesamte sächsische Kreide eigentlich nur an ihrem östlichen Randbezirk (vgl. Kartenbeilage). Ein Hauptverbreitungsgebiet der terrestrischen Ablagerungen liegt bei Niederschöna, wo sich ehemals hier eine größere Senke befand, die etwa von Tharandt im Osten bis gegen Freiberg im Westen und gegen Naundorf im Süden reicht

und die als Sammler der Sandmassen oder hineinverfrachteten Kiese und Schotter diente. Wir erkennen etwa in der Linie Naundorf—Grillenburg die südliche Grenze dieser Mulde, deren Sedimente hier an großen Porphyrergüssen und den südlicheren Gneismassen auskeilen. Weiterhin zeigt sich, daß überall östlich Tharandt die Crednerienzone unter der jüngeren marinen Oberkreide fehlt; daß diese Gegend vor der Meeresüberflutung also eine höhere Lage besessen und bei dem Charakter der damaligen Sedimentationsverhältnisse mehr Abtragungsgebiet gewesen ist. Ablagerungsgebiet war hier also die Senke, in deren Mittelpunkt sich etwa die Gegend Niederschöna befand, die ich deshalb als „Niederschönaer Senke" bezeichnen will. In ihr entstanden die Dünensande, die oasenartigen vegetationsreichen Sümpfe und Seen. Es liegt auch in dem Charakter derartiger abflußloser Senken, daß ihre Grenzen keine scharf umrissenen, vielmehr in gewissen Grenzen sich verschiebende sind. Gerade innerhalb dieser größten Niederschönaer Senke haben sich sichtlich dann auch noch einzelne Erhebungen befunden, so einige Porphyrkuppen westlich Grund und westlich Herrendorf, an denen ebenfalls die Pflanzenschichten auskeilen.

Dieser großen Niederschönaer Senke schließt sich nun im Südosten eine mehr langgestreckte Senke an, die als „Dippoldiswalder Senke" bezeichnet werden soll. Das Verbindungsstück zwischen beiden Senken liefern uns die Schotter- und Sandablagerungen nördlich Dorfhain, die die Ablagerungen des Markgrafensteins mit denen in der Höckerndorfer Heide verbinden. Diese relativ schmale Senke zieht sich also von Dorfhain im Nordwesten bis nach Berggießhübel—Gottleuba etwa im Südosten. Im Osten muß etwa die Linie Tharandt—Kreischa—Zuschendorf als Grenze der Senke und deren Ablagerungen angenommen werden. Es liegt hier zwischen dem Elbtal im Osten und der Linie Tharandt—Kreischa im Westen eine größere, etwa Nordwest—Südost streichende Erhebungszone. Hier finden wir überall marine Kreide direkt auf älterer Unterlage, Ablagerungen der Crednerienzone fehlen ganz. Die westliche Grenze der Senke ist etwa an den Gneishöhen bei Reichstädt und dem großen Porphyrzug von Ulberndorf nach Falkenhain zu suchen, doch verwischen sich hier die Abgrenzungen etwas. Diese Nordwest—Südost streichende Dippoldiswalder Senke war also von Osten nach Westen

her von Erhebungszonen ziemlich eingeengt. Die Dünensande kamen in ihr nur im inneren Gebiet zur vollen Entwicklung. Deshalb tritt hier eine sehr stark wechselnde Ausbildung der terrestrischen Ablagerungen und ein relativ starker, fluviatiler Einschlag hervor, wie die Profile aus dieser Gegend lehren. Die Ränder dieser Senken wurden von den Erhebungszonen eingenommen. Das ganze heutige westliche Elbtalufer, etwa von Wilsdruff im Norden über Dresden bis nach Pirna im Süden ist zur Unterkreidezeit eine Erhebungszone gewesen.

Dort lagern überall marine Carinatenschichten direkt auf älterer Unterlage, aber nicht nur das westliche Elbtalufer ist dieser Erhebungszone zuzurechnen. Auch im Elbtal selbst unter Dresden sind in keiner Bohrung bisher Crednerienschichten nachgewiesen worden. Auch die marinen cenomanen Ablagerungen bei Weißig östlich Dresden lagern direkt auf dem Lausitzer Granit. Nirgends sind hier Anzeichen einer alten schuttsammelnden Senke vorhanden. Vielmehr lehrt auch die Tektonik dieses Gebiets, daß das heutige Elbtal als solches ein jugendliches Gebilde ist, das die präcenomanen Oberflächenverhältnisse noch in keiner Weise beeinflußt hat. Der Begriff der Elbtalsenke ist nicht in diesem engen Sinne zu fassen. Natürlich war das ganze Gebiet zwischen der Lausitz und dem Erzgebirge eine seit langen Zeiten angelegte Senke, aber nur im großen betrachtet. Daß diese Senke in der oberen Jurazeit eine relativ weit ausgedehnte gewesen ist, vielleicht auch weiter östlich in seiner Hauptrichtung gelegen hat, wurde schon betont. Während der präcenomanen Festlandperiode lag die Hauptsenke westlich des heutigen Elbtals, im Niederschönaer-Dippoldiswalder Gebiet, und gerade das heutige Elbtal war bei Dresden Erhebungszone. Im untercenomanen Meer selbst hat wohl die Hauptsenke anfänglich auch noch im Niederschönaer-Dippoldiswalder Gebiet gelegen, denn von dort sind die mächtigsten Sandsteinablagerungen (bis 40 m mächtig) bekannt. Die Erhebungszone hatte sich aber als Untiefen- und Klippenzone auf den heutigen westlichen Elbtalrand beschränkt, östlich davon lag dann ein weiterer Absatzraum.

Bei übersichtlicher Betrachtung dieser Senkungs- und Erhebungszonen fällt ihr Nordwest-Südost gerichtetes Streichen auf. Auch die hauptsächlichsten Klippen (Plauenscher Grund, Gamighübel, Kauscha, Lockwitz, Kahlbusch,

Großes Horn) liegen auf der alten Nordwest-Südost streichenden Erhebungszone. Diese Streichrichtung ist im Bau des ganzen sächsischen Elbtalgebiets eine sehr alte. Sie ist schon im Rotliegenden besonders ausgeprägt. Auch die alten rotliegenden Schuttsammelsenken hatten diese Richtung, viele Gangporphyre folgen ihr. Wahrscheinlich hatte die Senke des Jurameeres eine ähnliche Richtung; dann spielt sie bei der Verteilung der terrestrischen präcenomanen Sedimente eine große Rolle, beeinflußt die gesamten Ablagerungsverhältnisse der untercenomanen marinen Sedimente und kommt auch in der Verteilung der Klippen wieder zum Ausdruck (vgl. Fig. 1).

III. Die terrestrischen Ablagerungen der Kreide in Böhmen.

Auch an der Basis der böhmischen Kreideschichten finden sich an vielen Stellen Ablagerungen, die ganz an die sächsischen Crednerienschichten erinnern. Sie werden in Böhmen als „Perucer Schichten" bezeichnet und bestehen aus grob- und feinkörnigen Sandsteinen mit eingeschalteten Schiefertonen und Kohlennestern und aus konglomeratischen Lagen. Die Tonschiefer führen eine reiche Flora. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Süßwasserfossilien und von einigen Insektenresten in ihnen. Die Perucer Schichten sind besonders im mittleren Nordböhmen weit verbreitet und stellenweise sehr mächtig. Mächtigkeiten von 20 und mehr Metern sind mehrfach festzustellen.

Bei der Gliederung der sächsischen terrestrischen Kreide wurden die Grundschotter an die Basis gestellt. Auch in Böhmen sind derartige Konglomerate an der Basis lokal entwickelt, sie sollen auch als „Grundschotter" bezeichnet werden. In höheren Lagen, in den eigentlichen Perucer Schichten, sind konglomeratische Bildungen nicht mehr anzutreffen. Ihr selbständiger Charakter als bestimmte Bildungsepoche kommt damit hier schärfer zum Ausdruck. Diese böhmischen Grundschotter ähneln in ihrer Ausbildung ganz den sächsischen. Es sind hauptsächlich unter fluviatiler Mitwirkung gebildete Kiese, bestehend aus Quarzen, Kieselschiefer und lokal anderen Bestandteilen, deren Gerölle gerundet, aber auch noch eckig sind und die durch ein feinkiesig sandiges, meist stark limonitisches Bindemittel fest verkittet sind. Ein interessantes Lagerungsprofil dieser

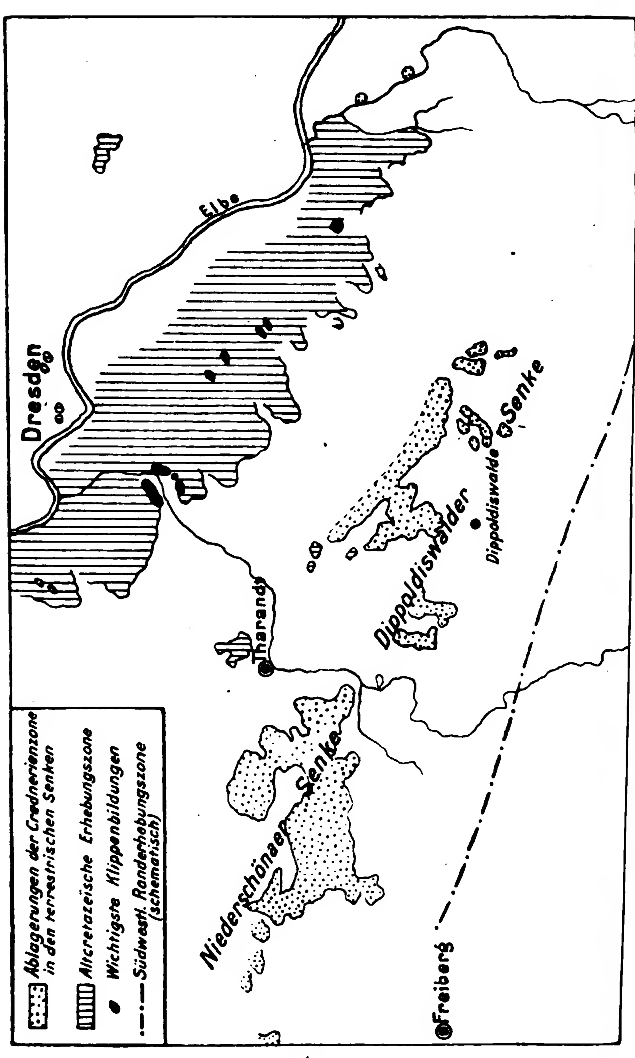

Ablagerungen der Crednerienzone in den terrestrischen Senken
Altcretazeische Erhebungszone
Wichtigste Klippenbildungen
Südwestl. Randerhebungszone (schematisch)
Dresden
Elbe
Tharandt
Dippoldiswalder Senke
Dippoldiswalde
Niederschönaer Senke
Freiberg

Fig. 1.

Grundschotter befindet sich in einem Gehängetal dicht westlich Kuchelbad südlich Prag. Die Unterlagen bilden stark gefaltete devone Schiefer und Kalke. Darauf liegen diskordant Sandsteine und Tone der Perucer Stufe. Nur an einer Stelle in einer muldenförmigen Vertiefung der Ablagerungsfläche finden sich etwa 2—3 m mächtig stark limonitische Grundschotter aufgeschlossen. Es sind hier gröbere Quarzkiese. Wir haben es hier mit einer präcenomanen Schotterablagerung zu tun, die in dieser Mulde der alten Landoberfläche zur Ablagerung gelangten.

Über diesen Grundschottern oder direkt auf dem älteren Grundgebirge lagern die eigentlichen Perucer Schichten. Gewöhnlich sind es weiße, gelbe, auch bräunliche Quadersandsteine mit kaolischem Zement, gröber oder feinkörniger. Den Sandsteinen sind ganz unregelmäßig Schiefertone eingelagert, die ab und zu kleine Kohlenflöze bergen. Einige Spezialprofile sollen hier angeführt werden:

Nördlich Prag bei Kralup sind am Hostivy die Perucer Schichten gut aufgeschlossen. Hier lagern auf oberkarbonen Kohlensandsteinen und Konglomeraten die Perucer Schichten, die von den marinen cenomanen Korycaner Schichten überlagert werden. Die Perucer Schichten bestehen aus hellen, feinkörnigen, kaolinischen Sandsteinen, die klotzig und ungebankt recht gute Kreuzschichtung aufweisen. In den Sandsteinen finden sich gerade hier häufig kohlige Partien. Ihre Lagerung in bezug auf die Kreuzschichtung ist interessant. Sind diese Schmitzen etwas ausgedehnter und mächtiger — relativ — so liegen sie ungefähr horizontal. Die kleinen Kohlenschmitzen und Streifen dagegen laufen ganz der Kreuzschichtung konform.

Die Gesamtmächtigkeit der Perucer Quader beträgt hier nach Zahalka 7,5 m. Bemerkenswertere Toneinlagerungen finden sich hier nicht. Die Grenze gegen die hangenden Korycaner Schichten ist sehr markant.

Eine 0,25 bis 0,30 m mächtige lockere, grobsandige, schwach glaukonitische Schicht mit zahlreichen Quarz- und Kieselschiefergeröllen und marinen Fossilbruchstücken ist als die Transgressionsschicht des hereinbrechenden cenomanen Meeres anzusprechen.

Östlich Prag, besonders bei Vyserovice, zeichnen sich die Perucer Schichten durch ziemlich mächtige — bis 2,5 m — Tonlagen aus, die hier auch stärkere, horizontale Ver-

breitung haben, ohne daß die einzelnen Tonschieferbänke Horizontbeständigkeit besitzen.

Interessante Auflagerungsverhältnisse der Perucer Schichten finden sich südlich Prag bei Slivenec. Hier lagern sich die Perucer Schichten an eine alte präcenomane Erhebung an, die aus steilgestellten oberdevonen Kalken (Branicer Kalke) besteht. Sie liegen in einer Mulde, die sie in ziemlicher Mächtigkeit — schätzungsweise 16 bis 18 m — ausfüllen. Dem devonen Untergrund lagern sich zunächst 4 m und mehr mächtige Quadersandsteine an. Sie sind grobkörnig, stark limonitisch und gelb gefärbt, kreuzgeschichtet und führen ziemlich häufig sehr scharfkantige Quarzgerölle. Nach dem Hangenden zu werden sie feinkörnig und gehen schließlich in hellgraue bis weißliche, fette, ziemlich reine Tone über. Diese Tone sind etwa 3 m mächtig, ungeschichtet, bergfrisch plastisch und führen eine reiche Flora, unter der gerade hier viel Pinusarten hervortreten. Im Hangenden folgen wieder etwa 3 m und mehr mächtige Sandsteine, die den liegenden Sandsteinen analog ausgebildet, nur nicht so grobkörnig sind. Darauf lagert ein hangendes Tonlager ebensolcher plastischer hellgrauer Tone, die auf der Höhe in einer Grube mit 6 m Mächtigkeit noch nicht durchsunken sind. Auch diese Tone führen wieder Pflanzenreste.

Der Fossilgehalt der Perucer Schichten wird charakterisiert durch eine sehr reiche Flora, eine geringe Süßwasserfauna und wenige Insektenreste. Pflanzenreste finden sich in allen Ablagerungen der Perucer Zone. Die Sandsteine führen sehr wenige und dann schlechterhaltene Pflanzenreste.

Reich an Pflanzen dagegen sind die Schiefertone. Die dünngeschichteten hellen und dunklen Tone zeigen die meist gut erhaltenen Blattreste horizontal ausgebreitet auf ihren Schichtflächen; weniger gut erhalten sind die Pflanzenreste in den ungeschichteten fetten Tonen. Eine auffallende Tatsache ist nun, daß die einzelnen Fundpunkte Böhmens eine teilweise recht verschiedene Flora liefern, auch wenn sie nahe aneinander liegen und ungefähr demselben Horizont angehören. Die einzelnen an den Sümpfen und Seen wachsenden Formen bilden also jeweils eine bestimmte Lokalflora, die sich von der benachbarten schon etwas unterschied. Auch im vertikalen Profil ist eine Änderung festzustellen, indem vom Liegenden zum Hangenden allmählich schon innerhalb einer Tonlinse neue Arten auftreten, ohne daß die

älteren dabei verschwinden. Es ist ja auch ganz natürlich, daß bei der Vergänglichkeit dieser Tümpel eine einheitliche, gleichmäßige Flora sich nirgends bilden konnte. Gegenüber der sächsischen Flora unterscheidet sich die böhmische durch ihre bedeutendere Reichhaltigkeit, aber ihren tropischen Charakter behält sie ganz bei.

Besonders wertvoll sind die wenigen typischen Süßwasserfossilien, die in den Perucer Schichten gefunden wurden. Es sind hauptsächlich die Tonschiefer, in denen sich diese Formen finden. Als sicher nachgewiesen können aufgeführt werden: *Tanalia Pichleri* in einem Exemplar, eine aus Süßwasserablagerungen der Gosau bereits beschriebene Schnecke; *Unio Prucensis*, sechs Exemplare; *Unio regularis*, eine aus den Tonschiefern, besonders von Vyserovice und Kounic ziemlich häufige Art; *Unio scropicularioides*, eine nicht allzu häufige, fast kreisrunde Form. Im ganzen betrachtet ist der Süßwasserfossilgehalt der Perucer Schichten ein recht geringer. Die vergänglichen, fauligen Sümpfe und Tümpel innerhalb der weiten Sandflächen waren ja auch für ein stärkeres limnisches Leben ungeeignet.

Weitere tierische Reste sind von einer Blattwespe, Insekten, einigen problematischen Gliedertieren und Larven bekannt. Sicher nachgewiesen ist eine teilweise erhaltene Blattwespe: *Nematus cretaceus* mit ihren Eiern. Auf Steinkernen von *Unio regularis* fanden sich mehrfach kleine Sandröhren, wie sie ganz den rezenten Wohnröhren von *Chironomus*larven entsprechen. Es sind dies die einzigen bekannten Zweiflügler der Kreide. Ihre Larvenröhren bezeichnet man als *Chironomites unionis*. Von allen weiteren Insekten sind immer nur einige Reste der Flügeldecken bekannt. Die Gattungsbestimmung als solche ist dadurch sehr erschwert und teilweise problematisch. Immerhin, der Nachweis von 11 verschiedenen Insektengattungen ist erbracht.

Die Perucer Schichten sind in Mittelböhmen in teilweise bedeutender Mächtigkeit entwickelt, doch sind die Mächtigkeitsunterschiede an den einzelnen Stellen erhebliche. Auch eine zusammenhängende Verbreitung ist nicht vorhanden. In Sachsen hatte sich die Verbreitung der dortigen Crednerienschichten auf bestimmte unterkretazeische Senkungszonen beschränkt. Mittelböhmen — von der Gegend südlich Prag bis zum Mittelgebirge — ist im Gegensatz dazu als eine einzige große Senke und Sammelmulde für die terrestrischen Kreidesedimente aufzufassen. Nur an einer Stelle, an der unteren

Moldau nördlich von Prag findet sich ein ziemlich ausgedehntes Gebiet, das von den Ablagerungen der Perucer Schichten und teilweise auch den jüngeren marinen cenomanen Sedimenten freigeblieben ist. Diese auf beigegebener Karte (vgl. Karte 2) ungefähr angedeutete Zone ist als inselartige Erhebungs- und Abtragungszone innerhalb der mittelböhmischen Senke in der Perucer Zeit aufzufassen. Sie besteht aus algonkischen Phylliten und Lyditen, also sehr widerstandsfähigen, festen Gesteinen. An ihr — sie soll als „Erhebungszone von Tursko" bezeichnet werden — keilen sämtliche Perucer Schichten aus. Bei Besprechung der marinen cenomanen Schichten wird dann wieder zu zeigen sein, daß auch im cenomanen Meer, wenn auch bedeutend kleiner, die Erhebungszone von Tursko als Insel bestanden hat, daß die cenomanen Ablagerungen rings um sie in „Klippenfazies" kalkreich entwickelt sind, und es werden die mächtigen Austernbänke zu erwähnen sein, die die Insel zu jener Zeit umgaben.

Die südliche Grenze der Perucer Schichten läuft etwa konform der südlichen Verbreitungsgrenze der marinen Korycaner Schichten. Nur teilweise etwas südlicher, wie ja auch das Slivenecer Vorkommen zeigt. Eine sichere Grenze ist bei allen terrestrischen Ablagerungen schwer anzugeben. Die westliche Grenze ist etwa an der Linie Unhost—westlich Neustraschitz—Zban - Plateau—Lippens—Tuchoritz westlich Laun anzunehmen. Am südlichen Rand des böhmischen Mittelgebirges sind Perucer Schichten noch allenthalben entwickelt, dagegen fehlen sie am nördlichen Rand desgleichen, bis auf eine Stelle am Fuße der Lausche in der böhmischen Schweiz. Ueberall, wo dort das Grundgebirge aufgeschlossen ist, liegen direkt marine Korycaner Schichten darauf.

Wie bei der Besprechung der Crednerienschichten muß auch hier betont werden, daß eine stratigraphische Gliederung derartiger terrestrischer Ablagerungen undurchführbar ist. Es muß die Gliederung, die C. Zahalka von den Perucer Schichten gegeben hat, abgelehnt werden. Zahalka stellt folgendes Gliederungsschema für die Gegend nördlich Prag auf:

Zone I = Perucer Schichten.

d) Feiner Quadersandstein (ohne Glaukonit),
c) Schieferton (stellenweise mit Kohle),
b) Grober oder mittelkörniger Quadersandstein,
a) Konglomerat oder grobkörniger Sandstein.

Eine solche horizontbeständige, regelmäßige Schichtenfolge ist dort keineswegs wahrzunehmen. Oft liegen die Schiefertone an der Basis oder in mehreren Lagen übereinander, oder sie fehlen ganz, dann wechselt die Körnigkeit der Sandsteine beträchtlich usw. Jedoch anders steht es mit einer Unterscheidung verschiedener Fazies (nach genetischen Gesichtspunkten) analog der Gliederung der sächsischen terrestrischen Kreide. Danach würde sich für Böhmen folgende Zusammenstellung ergeben:

Hangendes.

3. **Mariner Korycaner Quadersandstein.**

2. **Perucer Schichten**
   - a) **Fazies der groben und feinkörnigen kreuzgeschichteten Sandsteine, sehr pflanzenarm.**
   - b) **Fazies der feingeschichteten Sandsteine, der Schiefertone, ungeschichteten Tone und der Kohlennester. Reich an Pflanzenresten mit Süßwasser- und Insektenfauna.**

1. **Fluviatile Grundschotter.**

Die Perucer Schichten sind analog den Crednerienschichten größtenteils in das Untercenoman zu stellen, indem die hier plötzlich auftretende Dicotyledonenflora mit *Credneria, Butonites cretaceus, Eucalyptus Geinitzi*, außerdem *Cunninghamites, Krannera mirabilis, Juniperus* als bestimmter Altersfaktor, als Beginn der Oberkreidezeit, aufzufassen ist. Allerdings bleibt die Möglichkeit offen, daß ein Teil der liegendsten Schichten, die diese Pflanzen noch nicht führen, in die Unterkreide zu stellen wären.

IV. Die präcenomanen roten Verwitterungsdecken.

Die Auflagerungsfläche der unteren terrestrischen wie marinen Kreideablagerungen, die ja meist eine beträchtliche Schichtenlücke zeigt, verdient besonderes Interesse durch ganz eigentümliche Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen, die sich bei ihr an vielen Stellen zeigen. Besonders gut zu beobachten sind diese Verhältnisse in Sachsen, wo sich, ziemlich weit verbreitet im Liegenden der Kreideschichten, rote Verwitterungsdecken vorfinden. Schon bei Besprechung der einzelnen Schichtenprofile des sächsischen Cenomans ist darauf hingewiesen worden, daß der Untergrund, auf dem die Kreideschichten lagern, gerötet und tiefgründig verwittert war. Und das sowohl im Liegen-

den der terrestrischen als auch marinen Kreideablagerungen. Die Auflagerungsfläche der Kreide besteht nun aus den verschiedensten Gesteinen, und es ist daher natürlich, daß diese roten Verwitterungsdecken danach immer etwas verschieden ausgebildet sind. Eine Rötung des Untergrundes, die meist auch mit einer mehr oder weniger tiefgründigen Verwitterung und Verlehmung verknüpft ist, zeigt typisch der Gneis des Erzgebirges. Ähnlich sind die roten Verwitterungsdecken des linkselbischen Lausitzer Granits und der Porphyre des Tharandter Gebiets. Eine schwächere Rötung zeigen paläozoische Schiefer des Elbtalschiefersystems. Eine Rötung zeigt auch der Syenit der Umgebung von Dresden. Die Hauptverbreitungsstellen der rotlehmigen Verwitterung sollen im folgenden kurz behandelt werden. Am schönsten kann man diese Verhältnisse am Götzenbüschchen (südlich Rabenau) studieren, wo der Rest einer cenomanen Quaderbedeckung mit dem liegenden erzgebirgischen Gneis aufgeschlossen ist. Das Profil an der Westseite ist folgendes: Im Liegenden, 1,60 m mächtig aufgeschlossen, ein intensiv rot bis violett-rot gefärbter, ziemlich kompakter Gneis. Derselbe Gneis zeigt wenige 100 m nördlich, wo die cenomane Bedeckung fehlt, eine typische stahlgraue Farbe. Über diesem roten Gneis liegt eine 0,30 m mächtige gelbe bis weiße lehmige Schicht. Es ist dieses der ehemals rote, stark zersetzte Gneis, der hier sekundär wieder reduziert und gebleicht ist. Die unteren Teile dieser Bleichzone sind noch etwas rötlich, auf kleineren Spalten und Klüften reicht diese Ausbleichung deutlich etwas tiefer in den geröteten Gneis herab. Nur die obersten Teile dieser Zone sind fast weiß und lehmig. Die Entfärbung muß also von oben her gewirkt haben. Im Hangenden dieser Bleichzone folgt eine 0,20 m mächtige feinkonglomeratisch-kiesige Lage, stark limonitisch und braungelb, die reich ist an Quarzen, kohligen Schmitzen und an Mangan. Im Hangenden dieser folgen 4,8 m Sandsteine der Carinatenstufe.

Die intensive Rotfärbung des Gneises beruht auf einer Anreicherung von Eisenoxyd. Dazu kommt eine starke Zersetzung des ursprünglichen Gneises, wie wir sie recht gut in den wieder gebleichten, des festigenden Eisengehalts beraubten Partien beobachten können. Pietzsch weist darauf hin, daß diese roten Verwitterungsgebilde des Götzenbüschchens keine eigentlichen Laterite sind. Aus Analysen

ergab sich, daß von dem Gneis nur Muskovit und Quarz unzersetzt erhalten geblieben sind. Der Feldspat war in kaolinische Substanz umgewandelt, ebenso der Biotit entfernt. Aluminiumhydroxyde konnten dagegen nicht nachgewiesen werden. PIETZSCH bezeichnet deshalb den Vorgang als präcenomane „Rotlehmbildung" und verweist darauf, daß auch heute in den Tropen und Subtropen die Zersetzung und Umbildung des Gesteins bei der Roterdebildung nicht immer gleich bis zur Lateritisierung geht, daß vielmehr weit verbreitet sich Rotlehme zuerst vorfinden. Die obersten 0,20—0,30 m des geröteten Gneises sind wieder entfärbt. Wie erwähnt, muß die Entfärbung von oben her vor sich gegangen sein. Direkt über dem gebleichten vertonten Gneis lagert eine 0,20 m mächtige schwarze Zone, die kohlig-bituminöse Substanzen enthält; es ist dies eine dem Kupferschiefer etwa zu vergleichende faulige Bildung des zuerst noch flachen Cenomanmeeres. Sickerwässer, die in dieser Bildung dann kohlenstoffreiche bituminöse Substanzen aufgenommen haben, haben auf das rote Eisenoxyd des Gneises stark reduzierend und bleichend eingewirkt. Diese Ausbleichung ist also ein rein sekundärer Vorgang, der erst nach Bildung dieser untersten schwarzen Zone vor sich gegangen ist. Wahrscheinlich ist es, daß, wie bei dem Grauliegenden, die Reduktionswirkung bereits von dem fauligen und salzigen Wasser dieses ersten Meeres ausgegangen ist.

Es gibt nur noch spärliche Stellen, wo die bleichende Wirkung des cenomanen Meeres festgestellt werden kann. PIETZSCH erwähnt einen tonig zersetzten, hellgebleichten Granit aus der Gegend von Dohna, der wenige 100 m davon die intensive Rotfärbung erkennen läßt.

Schließlich ist auf die Klippenfazieseinlagerungen am Kahlbusch zu verweisen, wo der Porphyr rings um die Konglomerateinlagerungen eine sehr deutliche Bleichzone zeigt, die etwa 20 cm mächtig unregelmäßig sich auf Klüften teilweise weit herunterzieht.

Weitere Rotlehmbildungen finden sich in der Dippoldiswalder Heide unter mehreren größeren Komplexen von terrestrischer Kreide und überlagerndem marinen Cenoman.

Bei Dohna ist an mehreren Aufschlüssen auch der die Unterlage bildende Granit intensiv rot gefärbt und teilweise stark lehmig zersetzt. So ist hier anzuführen: Der Granit unter cenomanen Konglomeraten westlich Falken-

hain (südwestlich Dohna), der Granit in der Ziegelei bei Köttewitz an der Müglitz, östlich Sürßen, am Hochbehälter nordwestlich der Schloßmühle von Dohna, am Robsch und am Tischberg in Dohna selbst. Auch der Porphyr des Kahlbusches zeigt an einer Aufschlußstelle nördlich des Dohnaer Friedhofs eine starke Rötung mit violettem Ton.

Die Rötung der Gneise im Niederschönaer Gebiet wurde schon bei Besprechung der Crednerienschichten erwähnt. So wurde auf die rotlehmige Verwitterung des Gneises bei Oberschaar hingewiesen, wo die Rotfärbung bis in die untersten Schichten der hangenden Grundschotter übergeht, die sich damit als Aufarbeitungsprodukte der alten Rotlehmverwitterungsdecke dokumentieren. Ebenso wurde die rote Färbung der Felder östlich Oberschaar unmittelbar nördlich und südlich von der Straße nach Rutha besprochen. Die roten Letten, die sich bei Erlicht in den Grundschottern fanden, sind sicher auch primär Rotlehmbildungen. Wo die Auflagerungsfläche im Niederschönaer Bezirk aufgeschlossen ist, zeigt sie die Rotlehmbildungen; es erscheint auch hier wahrscheinlich, daß der Gneis in der Niederschönaer Senke überall unter der Kreidebedeckung gerötet ist.

Das paläozoische Elbtalschiefersystem ist heute meist von der Kreidebedeckung frei und stark abgetragen, die daher früher vielleicht vorhandenen roten Verwitterungsdecken längst entfernt. Nur an einer Stelle nördlich Hartha (nordwestlich Tharandt), wo kretazeische Schichten auf siluren Tonschiefern lagern, sind letztere stark gerötet.

Etwas anderer Natur sind die rotgefärbten Ablagerungen an der Basis der Kreideschichten westlich Dresden, im Syenitgebiet des Plauenschen Grundes. Das Liegende bildet bis in das Stadtgebiet von Dresden Syenit. Auf ihm lagern mächtige rote Konglomeratpackungen, bestehend aus großen Syenit- und Porphyrgeröllen. Diese Konglomerate stammen zum großen Teil von jener alten roten Verwitterungsdecke, die bei der Transgression des cenomanen Meeres aufgearbeitet, aber kaum wesentlich verlagert, mehr an Ort und Stelle umgearbeitet wurde. Dadurch hat diese Bildung den primären Charakter einer roten Verwitterungsdecke verloren und erscheint jetzt als marines Grundkonglomerat. Das Alter dieser roten Verwitterungsdecken ergibt sich aus folgenden Gesichtspunkten: Wir treffen rote Verwitterungsdecken sowohl unter marinen, cenomanen,

als auch unter den terrestrischen Schichten der Crednerienzone und der Grundschotter. Die Grundschotter führen nun teilweise aufgearbeitete Bestandteile dieser alten Rotlehmbildungen. Diese müssen auf der präcenomanen Landoberfläche zur Unterkreidezeit unmittelbar vor der Bildungsphase der Grundschotter entstanden sein, denn nehme man ein höheres Alter an, so wäre bei den starken Abtragungsvorgängen, von denen die Schichtenlücken vom Rotliegenden bis zum Dogger und die geringe Verbreitung des Juras berichten, kaum eine Spur einer primär entstandenen roten Verwitterungsdecke übrig geblieben.

V. Die Transgression des cenomanen Meeres im mittleren Elbtalgebiet.

Zu Beginn der Oberkreidezeit hatte sich ein großer Teil des nordöstlichen Böhmens und das mittlere Elbtalgebiet so weit gesenkt, daß es von dem hereinbrechenden Meer überflutet wurde. In neuerer Zeit hat man sich vielfach mit der Frage beschäftigt, aus welcher Gegend dieses transgredierende Meer nach Sachsen und Böhmen gekommen ist. Es ist außerordentlich schwer, nur auf Grund der unteren marinen cenomanen Fauna Beziehungen über weite, oft unbekannte und unaufgeschlossene Flächen abzuleiten, und so für das transgredierende Meer einen genauen Transgressionsverlauf nachweisen zu wollen. Gerade bei der cenomanen Transgression hat das Meer flächenhaft sehr ausgedehnte Gebiete relativ schnell überflutet. Dabei ist eine mitgeführte Fauna von äußeren Verhältnissen den verschiedenen Strömungsrichtungen, dem Gang der Transgression, die nach den tiefsten Stellen zuerst hinflutet, der Mischung verschiedener Faunen aus getrennten Ursprungsgebieten bei dem so starken flächenhaften Ausdehnen des Meeres und ähnlichem stark abhängig. Vor allem ist zu berücksichtigen, daß bei den großen Transgressionen weniger die bereits ausgewachsene Fauna in die neuen Meeresgebiete verfrachtet wird, als vielmehr von weit größerer Bedeutung für die schnelle Ausbreitung einer Ursprungsfauna, deren schnelle Verbreitung in Planktonform ist. Dies erklärt uns das plötzliche Auftreten ganzer Formenkreise, die bisher in weit entfernten Gebieten gelebt, die sich teilweise dann bei der Transgression mit Planktonformen aus lokal getrennten Gebieten gemischt haben und

nun im neuen Lebensbezirk zusammen gleich in weiter Verbreitung auftreten.

Die ganze erste Fauna des Untersten Cenomans der neuüberfluteten mittel- und ostdeutschen Gebiete Sachsens, Böhmens und Schlesiens muß letzten Endes natürlich ein Ursprungsgebiet gehabt haben, das in dem nordwestdeutschen und westeuropäischen Unterkreidemeer gelegen haben muß, denn von diesem Meer aus griff die Transgression nach den östlichen Gebieten über. Die Gattungen, die als erster Formenkreis dann in Sachsen, Böhmen und Schlesien auftreten, sind: *Exogyra columba, Rhynchonella compressa, Exogyra haliotoidea, Protocardia hillana, Astarte elongata, Exogyra conica.*

Nach der Ansicht älterer Autoren ist bei der Transgression das Meer von Nordwestdeutschland durch eine alte Senke, die etwa dem heutigen Elbtalgraben entspricht, nach Böhmen eingedrungen, andererseits in Ostdeutschland am Nordrand der Lausitz und des Riesengebirges entlang nach Schlesien. Neuerdings hat aber C. ZAHALKA den Nachweis erbracht, daß in Böhmen das cenomane Meer zuerst von Osten, aus der Glatzer Gegend her eingedrungen ist. Er fand im östlichen Böhmen die ältesten cenomanen Meeresablagerungen mit *Pecten asper*, die noch im engen Verband mit seiner Zone I — Perucer Schichten — standen. Nicht zu folgen ist dann dem weiteren Schluß ZAHALKAS, daß die Kreide Sachsens in einem kleinen Golf abgesetzt wurde, der nur ein Ausläufer des großen böhmischen Meeresbusens war. Ein Zusammenhang zwischen dem allerdings ziemlich schmalen und seichten meeresstraßenähnlichen sächsischen Ablagerungsgebiet und dem nord- und nordwestdeutschen muß vielmehr bestanden haben. Das nördlichste sächsische Kreidevorkommen befindet sich bei Meißen und Oberau (nordöstlich Meißen) und gerade dieses führt eine der norddeutschen nahe verwandte Fauna, die den Umweg über Glatz durch das böhmische Kreidemeer kaum in solcher Vollständigkeit zurückgelegt haben könnte. Weiterhin fand in neuerer Zeit WANDERER im Cenoman von Oberau die als Norddeutsches Leitfossil besonders typische *Schloenbachia varians*, die nur noch in einem zweiten Exemplar aus der Dresdner Umgebung bekannt ist, sonst im übrigen Sachsen und ganz Böhmen vollständig fehlt. Eine Verbindung des sächsischen Kreidemeeres mit dem norddeutschen muß angenommen werden, wenn sie im Untercenoman auch noch

sehr seicht war, wie man vielleicht aus dem Mangel einiger typischer norddeutscher cenomaner Gliederungsfossilien in der sächsischen Kreide schließen könnte. Jedenfalls ist Sachsen und Böhmen als einheitlicher Ablagerungsbezirk aufzufassen. Dieser auch von ZAHALKA ausgesprochenen Ansicht ist beizupflichten.

Das zu den in Senkung begriffenen Gebieten vordringende Meer fand bei der Transgression ganz verschiedenartige Verhältnisse vor, die dann die Ausbildung der marinen Ablagerungen stark beeinflußten, und jene verschiedenartigen faziellen Unterschiede bedingten, die wir aus dem unteren Cenoman Sachsens und Böhmens kennen. Das cenomane Meer transgredierte einmal über trockene Depressionen, die mit Wüstensanden und Kiesen angefüllt waren, so daß dabei liegende terrestrische Sande in marine Ablagerungen, meist auch Sandstein, übergehen. Dann waren weitere Teile dieser Depressionen auch schon versumpft, mit Kohlensümpfen und Seen bedeckt, so daß dabei einfach Meerwasser die Süßwasserbecken aussalzte. Weiter wurden bei der fortschreitenden Senkung auch Gebiete überflutet, die ehemals als höher gelegene Zone mehr Abtragungsgebiet gewesen waren, wo sich also keine mächtigeren terrestrischen Ablagerungen gebildet hatten. Hier liegen dann marine cenomane Schichten direkt auf älterem Grundgebirge. Schließlich gab es noch Stellen, die von dem cenomanen Meer noch nicht überflutet wurden, weil die Oberflächenformen, wie schon mehrfach betont, durchaus keine ausgeglichenen waren, so daß viele Erhebungen als Inseln und Klippen aus dem relativ flachen Meer herausragten, die erst bei späterer Senkung in das Meer tauchten. Von besonderem Interesse ist nun die Art und Weise, wie das cenomane Meer über diese ganz verschiedenartigen Flächen transgredierte. Eine immer noch vertretene Ansicht ist die, daß bei der Überflutung alter Festlandsgebiete sich das Meer erst durch ein langsames, lineares Vordringen sein Gebiet erobert, Schritt für Schritt mit seiner Brandungswelle abradiert und das bisher unebene Festland so zu einer idealen Abrasionsfläche abhobelt, dabei eine weitgehende flächenhafte Aufbereitung mit den Brandungs- und Abrasionsschuttmassen vornimmt. Gerade diese große cenomane Transgression offenbart im mittleren Elbtalgebiet in zahlreichen ausgezeichneten Profilen die Unhaltbarkeit dieser Ansicht.

Einmal ist nachzuweisen, daß die Fläche, auf der die marinen cenomanen Schichten lagern, keinesfalls eine Abrasionsebene im idealen Sinn ist, auch nicht nur annähernd. In den vorhergehenden längeren Festlandsperioden waren die Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge allerdings intensiv an der Arbeit, sie trugen mächtige Schichtenpakete ab, doch zu einer völligen Einebnung kam es nicht. Die härteren Schichtenserien, so die Granit- und Syenitstöcke, Porphyrdecken usw. blieben als mehr oder weniger ausgedehnte Höhenzonen bestehen, dazwischen dehnten sich flachere Senken, dazu war diese ganze Oberfläche durch eine starke Kleingliederung reich modelliert, so daß dadurch lokal Mächtigkeit und Ausbildungsweise der ersten marinen Absätze entscheidend beeinflußt wurden. Besonders in Sachsen sind die faziellen Unterschiede recht wechselnde, ebenso die petrographische Ausbildung. Die Mächtigkeitsunterschiede des Carinatenquaders wechseln oft nur auf kurze Strecken.

Einen weiteren Anhaltspunkt über die noch unausgeglichenen Oberflächenformen der Transgressionsebene geben die in Sachsen und Böhmen verbreiteten „Klippenbildungen", mehr oder weniger ausgedehnte Gebiete, die als Inseln aus dem cenomanen Meer herausragten oder als Untiefen bestanden.

Wenn nun aber immerhin weitere Teile der Transgressionsfläche im Großen betrachtet so eben waren, daß sie von dem hereinbrechenden Meer überflutet werden konnten, so ist die Ursache dafür in der **starken Einebnung einer lange währenden Festlandsverwitterung** zu suchen.

Die Transgressionsschichten, sowie die ersten Absätze des cenomanen Meeres waren in ihrer Ausbildung von der Beschaffenheit des Untergrundes und der umliegenden Gebiete ganz abhängig.

Man kann zwei verschiedene große Faziesentwicklungen der untersten cenomanen Ablagerungen unterscheiden:

1. Eine sandige Fazies, oft glaukonitisch, auch konglomeratisch.
2. Eine kalkige Fazies, meist auch konglomeratisch, lokal mergelig. Die letzte Fazies wird besonders als Klippenfazies zu behandeln sein. (Obige Faziesunterscheidung behandelt nur die liegendsten marinen cenomanen Schichten.)

Die sandige Fazies ist die im allgemeinen herrschende. In Böhmen ist sie glaukonitisch, in Sachsen nur untergeordnet.

Die normale Entwicklung der untersten cenomanen Schichten Böhmens ist, wie schon gesagt, die sandige, mehr oder weniger glaukonitische Fazies. Die Sandsteine sind meist feinkörnig, wenig geschichtet und enthalten eine relativ reiche Fauna. Konglomeratische Lagen finden sich normal nur an der Basis als eigentliche Transgressionsschichten. Die Mächtigkeit ist natürlich recht verschieden, doch sind Mächtigkeiten über 10 m selten. Die Gesamtheit der cenomanen Schichten wird in Böhmen als „Korycaner Schichten" bezeichnet. Nach den älteren Einteilungen bestehen diese ganz aus der sandigen und kalkigen Fazies, doch erscheint es wahrscheinlich, daß auch noch die untersten mergeligen Teile der „Weißenbergpläner", ZAHALKAS Zone 3 a, hierher zu rechnen sind.

In der näheren Umgebung von Prag bei Proseck liegen 0,80 m mächtige cenomane Grünsande auf Perucer Schichten. Die eigentliche marine Transgressionsschicht ist hier stark glaukonitisch, fein-konglomeratisch und nur etwa 0,20 m mächtig. Gröbere mächtigere Konglomerate, wie sie bei flächenhafter Aufbereitung alter Verwitterungsdecken und des Abrasionsschotters gerade hier — es befand sich wenige Kilometer nördlich eine inselartige Erhebung im cenomanen Meer — zu erwarten wären, fehlen vollständig. Die große Transgression zeigt einen relativ ruhigen Uebergang hier in der Entwicklung der Schichten. Das Profil bei Proseck ist folgendes:

Im Hangenden gelblichweiße mergelige Pläner der Zone III a.

0,50 m stark glaukonithaltiger Grünsandstein mit vereinzelt kleinen Quarz- und Kieselschiefergeröllen.

0,20 m feinkonglomeratische Lage, glaukonitärmer als die liegende Schicht, dafür limonitisch mit kleineren (bis 1,5 cm) Quarz- und Kieselschiefergeröllen und Muschelbruchstücken.

0,08 m stark glaukonitischer, etwas toniger Grünsand, mit kleineren Quarz- und Kieselschiefergeröllen (eigentliche Transgressionsschicht, Zone II n. ZAHALKA).

1,0 m und mehr mittelkörniger kaolinischer Quadersandstein, im Hangenden etwas limonitisch und ungebankt (Perucer Tone = Zone I n. ZAHALKA).

Liegendes.

Westlich Prag ist die Mächtigkeit dieser Grünsande etwas größer, ihre Ausbildung dieselbe. Auch hier führt die eigentliche Transgressionsschicht nur kleine Quarzgerölle und ist nur 0,10 bis 0,20 m mächtig. An der Süd- und Nordseite des Weißen Berges lagern die 2 bis 2,5 m

mächtigen Grünsandsteine auf Perucer Quadersandstein. Sie galten bisher für ziemlich versteinerungsleer, doch konnte in ihnen an einem neuen Wegeeinschnitt bei Brewnow eine individuenreiche Fauna nachgewiesen werden mit: *Ostrea carinata*, *Exogyra haliotoidea*, *Protocardia hillana*, *Nerinea Geinitzi*.

Nördlich Prag wird die sandige Fazies von der kalkig-konglomeratischen vertreten. Erst im unteren Moldaugebiet bei Kralup ist die sandige Fazies wieder anzutreffen, deren Basisschicht hier eine eigentümliche Entwicklung aufweist. Sie ist als 0,30—0,40 m mächtige lockere, poröse feinkonglomeratische Sandschicht entwickelt, mit kleinen, bis 1,5 cm großen Kieselschiefer- und Quarzgeröllen, kaolinisch, hell, wenig oder kein Glaukonit, mit etwas Muskovit. reich an Fossilbruchstücken aller Art und an Fucoiden. Sie liegt ganz konkordant auf dem Perucer Quadersandstein. Zahalka erklärt diese unterste marine Schicht als Mischschicht von Salz- und Süßwasser. Es hat sich also hier bei der Transgression das Meerwasser in ein Süßwasserbecken ergossen. In den hangenden, 3 m und mehr mächtigen Grünsandsteinen findet sich eine 8 cm mächtige Linse von dunklem Tonschiefer eingelagert.

Auf die Fauna der sandigen Fazies Böhmens soll später im Zusammenhang eingegangen werden. Die Verbreitung der sandig-glaukonitischen Fazies ist speziell im unteren Moldaugebiet untersucht und auf einer besonderen Kartenskizze zur Darstellung gebracht worden (vgl. Fig. 2).

Die sandig-glaukonitische Fazies ist hier im allgemeinen die normal herrschende, doch wurde schon früher darauf hingewiesen, daß sich im Cenoman hier noch einige inselartige Erhebungen vorfanden, welche die Ablagerungsverhältnisse modifizierten. Rings um diese Inseln ist, wie auf der Karte dargestellt, das Cenoman in kalkiger Fazies entwickelt; hier findet sich eine typische Klippenfazies vor. die später zu behandeln sein wird. Die Untersuchungen zeigen, daß im allgemeinen also hier die kalkige Fazies die insel- bzw. landnähere ist, während die Grünsandfazies etwas küstenferner gebildet wurde. Weiterhin ist ersichtlich, daß die Mächtigkeit der gesamten cenomanen Schichten nach der Insel hin zunimmt und in der kalkigen Fazies hier ihre Maximalmächtigkeit erreicht. Nach Süden zu ist in diesem Teil Böhmens eine allgemeine Abnahme von 7 m und mehr Mächtig-

keit auf 1—0,5 m zu beobachten, hier keilen die Korycaner Schichten im ganzen aus, wir befinden uns nahe am Südrande des ehemaligen cenomanen Meeres.

Auch im sächsischen Anteil des Gebiets tritt von den ersten marinen Sedimenten die sandige Fazies als die herrschende auf, sie wird als „Carinatenquader", auch „Unterquader" bezeichnet. Der Carinatenquader ist im ganzen sächsischen cenomanen Ablagerungsbezirk entwickelt, außer an den Stellen, die als Inseln und Untiefen im Meere bestanden, dort findet sich die kalkige Fazies. Die sandige Fazies Sachsens baut sich überwiegend aus grob- bis feinkörnigen hellen Sandsteinen auf, die untergeordnet konglomeratische Lagen führen. Die Sandsteine sind durch wechselnde Limonitführung verschieden gefärbt, Glaukonitsandsteine finden sich nur wenig (Untergrund von Dresden). Im Gegensatz zu den böhmischen Grünsanden ist der Fossilgehalt der Carinatenquader gering, die Mächtigkeit — maximal bis 40 m — aber bedeutend größer, die Sandzufuhr und Sedimentation also eine weit stärkere, so daß wohl in dem seichten, relativ schmalen Meer schlechte Lebensverhältnisse herrschten.

Wie auch in Böhmen, findet sich an der Basis eine wenig mächtige konglomeratische Lage als eigentliche Transgressionsschicht. In der Tharandter Gegend tritt in der untersten Zone eine an Fossilbruchstücken reiche Exogyrenbank auf, die auf weitere Erstreckung Horizontbeständigkeit besitzt. Sie führt die erste Lebensgemeinschaft des hereinbrechenden Meeres, darunter ist *Exogyra columba*, dominierend mit großen Exemplaren, aber auch noch als Brut vertreten. Dann finden sich: *Alectryonia carinata*, *Serpula gordialis*, *Pinna decussata*, *Inoceramus bohemicus*, *striatus*, *Vola aequicostata* und *Spondylus striatus*. Die überlagernden Sandsteine sind fast fossilleer. Diese erste Fauna ist mit dem Eindringen des cenomanen Meeres als ausgewachsene Individuen und in Brut- und Larvenform hierher gebracht, hat sich angesiedelt, ist dann aber durch spätere starke Sandschüttung vernichtet worden. Gut aufgeschlossen ist diese Bank in den Steinbrüchen dicht bei Hartha (nördlich Tharandt). Ein Profil dort zeigt:

3,00 m und mehr ungebankte, gelbe feinkörnige Sandsteine.
0,40 m sandige, lockere Schicht mit schwachtonigem Bindemittel mit kleinen abgerollten bis 2 cm großen Quarz- und Kieselschiefergeröllen. Besonders an der Basis reich an Fossilien.

0,15—0,20 m fester, heller Sandstein, schwach kalkhaltig mit vielen Muschelsteinkernen.
0,15 m sandig-tonige, lockere Lage, gelb mit rotbraunen, limonitischen Flecken.
0,20 m brauner, fester, feinkörniger Sandstein.
Liegendes.

An den meist ungebankten oder nur grobgebankten Quadersandsteinen kann man allenthalben Kreuzschichtung feststellen. Besonders gut zeigen die Quadersandsteine des schon erwähnten Götzenbüschchens die Kreuzschichtung. Hier ist der Carinatenquader auch relativ grobkörnig und reich an konglomeratischen Einlagerungen. Es liegt der Carinatenquader direkt auf gerötetem Gneis. Das Profil an der Westseite ist vorn schon beschrieben. Am nördlichen Ende des Büschchens ist die wechselnde Ausbildung des Sandsteins in der Körnigkeit und eine ausgezeichnete Kreuzschichtung festzustellen.

Die starke Fossilarmut auch in der eigentlichen Transgressionsschicht, die an der westlichen Seite aufgeschlossen ist, ist für den Quadersandstein des Götzenbüschchens charakteristisch.

Bedeutende Mächtigkeiten erreicht der Carinatenquader nördlich und nordwestlich Dippoldiswalde mit maximal 40 m. Hier findet sich auch eine relativ reiche Fauna, die den mehr feinkörnigen Sandsteinen ohne jede bestimmte Anordnung eingelagert ist. Die aus der Tharandter Gegend erwähnte Exogyrenbank ist auch hier wieder zu erkennen, doch in einem etwas höheren Horizont.

Sehr bemerkenswert sind nun gewisse fazielle Verschiedenheiten, welche die Carinatenquader zwischen Dresden einerseits, Tharandt und Dippoldiswalde andererseits erkennen läßt. Schon in der heutigen oberflächlichen Verbreitung ist eine Zweigliederung zu bemerken: der Nordwest-Südost streichende Zug des Rotliegenden von Wilsdruff bis Kreischa ist fast ganz von kretazeischen Ablagerungen frei, so daß man eine nördlichere Verbreitungszone um Dresden und eine südlichere um Dippoldiswalde hier unterscheiden kann. Hand in Hand damit geht eine wenn auch geringe fazielle Verschiedenheit des Carinatenquaders. Die nördliche Entwicklung ist im allgemeinen feinkörniger, führt Glaukonitsandsteine (Untergrund von Dresden, bei Cunnersdorf, Rippien, Babisnau und Gaustritz); die Sandsteine sind durch mehr oder weniger großen Kalk-

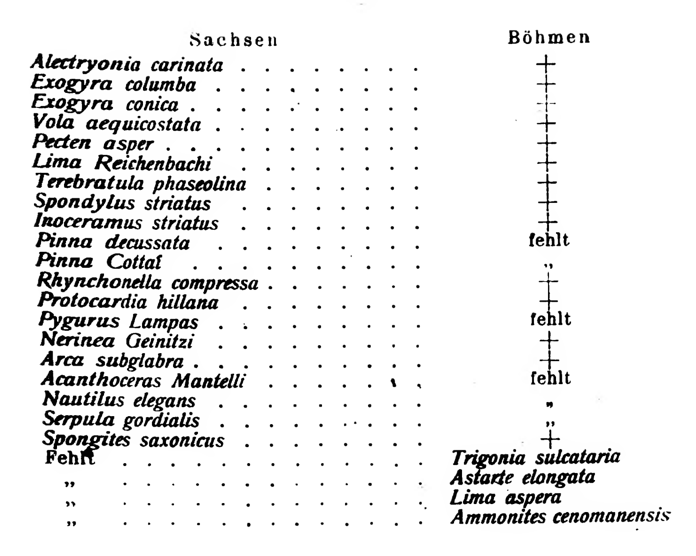
und auch Tongehalt ausgezeichnet (Cunnersdorf, Brandmühle bei Dohna und Coschütz). Die südlichere Entwicklung dagegen ist bedeutend grobkörniger, reich an konglomeratischen Einlagerungen, führt keine Grünsande und hat nur ganz untergeordnet Kalkgehalt. Beide Faziesbezirke sind allerdings nicht auch als getrennte Ablagerungsräume aufzufassen, eine fazielle wie auch oberflächliche Verbindung besteht zwischen Röhrsdorf (westlich Dohna) und Maxen (südöstlich Kreischa), wo auch die typische Exogyrenbank in der nördlichen Entwicklung nachzuweisen ist. Sicherlich hat aber hier im cenomanen Meer — dem Streichen des rotliegenden Zuges analog — eine Untiefenzone bestanden, die vielleicht stellen- und zeitweise auch einzelne Inselzüge aufwies, so daß so eine gewisse Trennung beider Ablagerungsräume hervorgerufen wurde. Diese anzunehmende Untiefenzone — gegen eine trennende Landbarre spricht u. a. auch der reichlichere Kalk- und Tongehalt der nördlichen Entwicklung bei Cunnersdorf, Rippien und Babisnau — würde auch ganz der alten Erhebungszone entsprechen, die hier zur terrestrischen Ablagerungsphase der Kreide konstruiert wurde, und es wäre somit ihr Einfluß auch nach der Meeresüberflutung nachgewiesen. Der erwähnte höhere Kalkgehalt des Carinatenquaders kommt auch in einem Profil nordwestlich Dohna an der Brandmühle zum Ausdruck. Hier liegt Carinatenquader direkt auf Granit, doch ist die Auflagerungsfläche selbst nicht mehr aufgeschlossen, das Liegende ist ihr jedoch nahe. Das Profil zeigt:

3,0 m und mehr dickbankige, weiße Plänerkalke.
0,3 m mergelige Zwischenlage.
1,3 m limonitischer, feinkörniger Sandstein, kalkhaltig. An der Basis kleine Quarzgerölle, nicht über 5 mm groß, in höheren Lagen tonig und reich an Muskovitschüppchen. Glaukonit ist nachweisbar. Nach dem Hangenden zu hört der Glimmergehalt auf, der Sandstein erscheint als Plänersandstein. Fossilbruchstücke sind reichlich vorhanden. Typisch: *Inoceramus striatus*, *Alectryonia carinata*, *Callianassa antiqua*.
0,15 m mergelige Zwischenschicht.
1,15 m feines Quarzkonglomerat, limonitisch und kompakt.
0,38 m gröberes Quarzkonglomerat (Gerölle bis 1½ cm groß), limonitisch und fest verkittet.
0,50 m braungelbes, lockeres Quarzkonglomerat, das an Granitgrus erinnert, mit schwachtonigem, sandigen Bindemittel.
Liegendes.

Von besonderem Interesse ist es, die Fauna der untersten marinen Kreideablagerungen zu prüfen, zu prüfen, ob ein bestimmtes Fossil als das erste und älteste angenommen werden kann, und Analogien zu den nächstliegenden Oberkreidevorkommen in Schlesien, Norddeutschland und bei Regensburg zu suchen.

Überall, wo die ersten normalen marinen Sedimente des cenomanen Meeres aufgeschlossen sind, findet man in diesen konglomeratisch-sandigen Schichten eine ziemlich reiche Muschelbreccie, eine ganze Anzahl von Formen wirr durcheinander gemischt. Diese erste Fauna, die uns hier entgegentritt, hat sowohl in Böhmen als auch in Sachsen ein ziemlich einheitliches Gepräge, vor allem ist sie schon reich an vielen Gattungen, die wichtigsten sind unten in einer Tabelle zusammengestellt. Die horizontale Verbreitung dieser ersten cenomanen Gattungen ist bis auf einige Unterschiede über Böhmen und Sachsen ausgedehnt. Wichtiger ist die vertikale Verbreitung: die in den ältesten cenomanen Schichten — in jener Muschelbreccie — auftretenden Formen gehen ausschließlich bis an die Oberkante der sandigen Fazies, also in Böhmen bis zu der Oberkante des ja nur wenig mächtigen Korycaner Quaders und in Sachsen bis zur Oberkante des Carinatenquaders. Die meisten dieser Formen sind dann auch noch im hangenden cenomanen Pläner wiederzufinden. Auf die cenomane sandige Fazies beschränkt sind: *Trigonia sulcataria*, *Vola aequicostata*, *Pecten asper*, *Pygurus Lampas*.

Es muß betont werden, daß die in der untersten Muschelbreccie auftretenden Formen nicht nur wenige Gattungen enthalten, zu denen sich dann im weiteren vertikalen Profil neue hinzugesellen, daß vielmehr die dem Untersten Cenoman charakteristische Fauna als ganzer Formenkreis zusammen eingewandert ist, und sich besonders durch das Plankton schnell mit dem hereinbrechenden Meer verbreitet hat, zumal die Transgression als solche sehr rasch vor sich ging. Insofern ist hier ein Unterschied gegenüber unserer deutschen Zechsteintransgression zu erblicken. Vor allem Nordböhmen war mit seinen Oberflächenformen ausgeglichener, und die Transgression erfolgte hier zu rasch, als daß in tieferen Rinnen das Meer erst mit einem kleinen Faunenkreis eindringen und sich dann allmählich verbreiten konnte. Die typischen Gattungen dieses Faunenkreises sind:



Sachsen	Böhmen
Alectryonia carinata	+
Exogyra columba	+
Exogyra conica	+
Vola aequicostata	+
Pecten asper	+
Lima Reichenbachi	+
Terebratula phaseolina	+
Spondylus striatus	+
Inoceramus striatus	+
Pinna decussata	fehlt
Pinna Cottai	„
Rhynchonella compressa	+
Protocardia hillana	+
Pygurus Lampas	fehlt
Nerinea Geinitzi	+
Arca subglabra	+
Acanthoceras Mantelli	fehlt
Nautilus elegans	„
Serpula gordialis	„
Spongites saxonicus	+
Fehlt	*Trigonia sulcataria*
„	*Astarte elongata*
„	*Lima aspera*
„	*Ammonites cenomanensis*

VI. Die sächsisch-böhmische cenomane Klippenfazies.

Aus dem flachen untercenomanen Transgressionsmeer ragten nun die höheren Zonen als Inseln und Klippen heraus oder bildeten Untiefen. Diese sogenannten „Klippen“ wurden bei der Transgression keineswegs vom Meer abradiert und abgeschliffen. Aus mehreren ausgezeichneten Profilen ist deutlich sichtbar, daß diese Klippen als Erhebungen lange bestanden und erst bei weiterem Sinken des Meeresbodens — einige erst im Turon — von den jüngeren Sedimenten bedeckt wurden. Dabei wurden ihre unruhigen Oberflächenformen vom Meere fast nicht angegriffen und umgewandelt, vielmehr sehen wir sie großenteils noch heute erhalten. Durch diese Klippen wurden die Sedimentationsverhältnisse entscheidend beeinflußt, ebenso die ganzen Lebensverhältnisse, so daß sich rings um sie eine eigene Fazies und eine besondere Fauna gebildet hat. Diese „Klippenfazies“ ist jene kalkig-konglomeratische Fazies, die im Cenoman neben der sandigen Fazies ausgeschieden wurde. Sie führt eine sehr reiche Fauna, die zeigt, welch üppiges Leben am Fuße dieser Inseln, Klippen und Untiefen sich angesiedelt hatte, jene typische „Klippenfauna“. Die Ver-

breitung dieser Klippen ist im cenomanen Meer keinesfalls eine willkürliche.

Untersuchen wir daraufhin den sächsischen Anteil unseres Gebietes, so finden wir wieder eine auffallende Uebereinstimmung mit den alten morphologischen Verhältnissen der vorhergehenden Festlandsperiode. Der überwiegende Teil der sächsischen Klippen liegt auf jener Nordwest-Südost streichenden alten Erhebungszone, die sich von Wilsdruff nach Dohna-Berggießhübel zieht. Einzelne Härtlinge dieser Zone ragten aus dem Meer als Inseln heraus, wie das Syenitgebiet des Plauenschen Grundes, die Graniterhebungen des Gamighügels bei Kauscha und bei Lockwitz, schließlich die Porphyrkuppe des Kahlbusch bei Dohna.

Auch in Böhmen ist der Zusammenhang zwischen der Morphologie des alten festländischen Untergrundes und der Klippenausbildung recht deutlich. Ein Teil der großen Erhebungszone von Tursko an der unteren Moldau, ein Härtling aus algonkischen Kieselschiefern und Phylliten bestehend, ragte als Insel aus dem cenomanen Meer, desgleichen eine aus algonkischem Gestein bestehende Erhebung nordöstlich Prag. Die Verteilung von Klippen und sandiger Fazies speziell in diesem Gebiet ist vorn schon erwähnt (vgl. Fig. 2).

Weitere Klippenbildungen finden sich dann besonders in den südlichen Randbezirken des böhmischen cenomanen Meeres, sie deuten dort die ungefähre südliche Küstenlinie gegen das mährisch-böhmische Gneisgebiet an.

Die einzeln aufzuführenden Spezialprofile zeigen jeweils eine ganz verschiedenartige Ausbildung der einzelnen Schichten innerhalb der allgemein kalkig-konglomeratischen Fazies.

Sehr interessante Verhältnisse finden sich in Böhmen am Rande der Insel von Tursko. Hier läßt sich einmal der Übergang der normalen sandigen Fazies in die kalkig-konglomeratische Klippenfazies ausgezeichnet studieren, dann konstatiert man den zunehmenden Fossilgehalt, der schließlich in einem alleinigen Herrschen sessiler benthonischer Arten gipfelt, unter ihnen hier riesige, bis fußgroße Austern, die die Insel in mächtigen Bänken umgeben haben.

Das Profil zeigt bei Kralup am nördlichen Rand der Insel von Tursko noch vollkommen normale Verhältnisse, hier herrscht ganz die sandig-glaukonitische Fazies, dieses Profil ist vorn schon beschrieben. Hier ist auch noch im Liegenden die Perucer Zone entwickelt. Ganz andere Verhältnisse

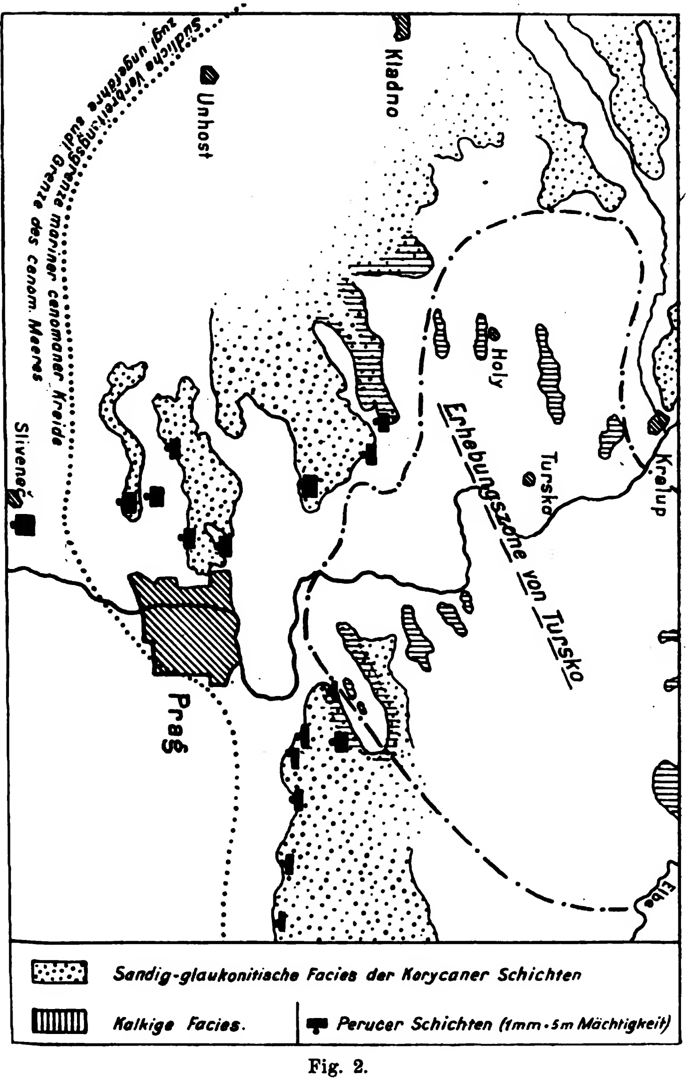

Südliche Verbreitungsgrenze mariner cenomaner Kreide
zugl. ungefähre südl. Grenze des cenom. Meeres
Unhost
Kladno
Holy
Tursko
Kralup
Erhebungszone von Tursko
Slivenec
Prag
Elbe
Sandig-glaukonitische Facies der Korycaner Schichten
Kalkige Facies.
Perucer Schichten (1mm-5m Mächtigkeit)

Fig. 2.

trifft man dann nur 3 km südlicher, dicht nördlich Deberno. Einmal fehlen hier die Perucer Schichten vollständig. Die marinen cenomanen Schichten lagern hier direkt auf stark gefaltetem algonkischen Phyllit. Sie sind hier schon rein in kalkiger Fazies entwickelt, Grünsandsteine, die bei Schürfungen zwischen Kralup und Deberno auf der Höhe noch festgestellt wurden, fehlen hier. Vielmehr steht hier ein wenig gebankter fester kieseliger Kalk an, der konglomeratisch bis brecciös ist und zahlreiche, meist nur ganz wenig gerundete Phyllitbrocken und Quarze bis Faustgröße enthält. Alle Schichten sind reich an Fossilien und deren Bruchstücken und führen etwas Glaukonit. Kleinere Austern und Brachiopoden überwiegen. Südlich Deberno sind cenomane Ablagerungen nicht mehr festzustellen. In noch typischer Weise ist diese Klippenfazies 3,8 km südwestlich Deberno bei Hollubitz entwickelt. Hier gehen sandige Fazies und kalkige Fazies ineinander über. Es ist ersichtlich, daß die konglomeratisch-kalkige Fazies nur in unmittelbarer Nähe der Klippen herrscht, daß wenige Kilometer entfernt schon wieder ruhige Sand-Sedimentation erfolgte und eine weitgehende Aufbereitung und Verlagerung des Klippenabrasionsschuttes nicht stattgefunden hat. Der Glaukonitgehalt einzelner Schichten ist hier sehr stark. Besonders erwähnenswert ist dann der starke Fossilgehalt der Hollubitzer Entwicklung; hier findet sich jene Austernbank, die bis fußgroße Exemplare von *Ostrea diluviana* lieferte, und die sonst aus bis handgroßen Exemplaren von *Exogyra columba* besteht. Daneben finden sich reichlich *Exogyra conica*, *Pecten curvatus*, *Rhynchonella compressa*, *Pecten asper*

Ganz ähnliche Verhältnisse finden sich am nordöstlichen Rand der Insel von Tursko bei Korycany selbst, und am südlichen Rand nördlich Prag am Ladviberg, nur sind am letzteren Ort die Konglomerate bedeutend gröber.

Von besonderer Ausbildung ist die Klippenfazies am südlichen Rand der mittelböhmischen Kreide. Hier finden sich bei Kutna Hora (Kuttenberg) mehrere Klippen, die ungefähr dem südlichen Uferrand des böhmischen cenomanen Meeres parallel verlaufen sind. Die Ablagerungen hier haben ein besonderes Gepräge: Riffkalke, Austernbänke und mächtige Konglomeratpackungen charakterisieren sie. Terrestrische Perucer Schichten fehlen vollständig, marines Cenoman in sandiger und kalkiger Fazies liegt direkt auf Gneis. Typisch ist die Auflagerungsfläche besonders der kalkigen

Klippenfazies: Tiefe und breite kesselförmige Vertiefungen, schmalere taschenförmige Spalten, dazwischen viele kleine Erhebungen und ganz unregelmäßige Vertiefungen, alles mit konglomeratischem Gestein angefüllt, das bis metergroße Gneisblöcke enthält, und eine reiche Klippenfauna birgt. Besonders häufig ist hier ein bis 10 cm groß werdender Rudist, der *Ratiolites Sanctae Barbarae*, der einige Gesteinsbänke ganz erfüllt.

Die sandig-glaukonitische Fazies herrscht noch ganz bei Bilan, südwestlich Kutna Hora, wo in ihr eine mächtige Austernbank entwickelt ist. Weiter westlich sind im Hangenden dieser dort nicht mehr entwickelten Grünsande Riffkalke aufgeschlossen, die an den Klippen und an ihrer Unterkante gegen den liegenden Gneis hin in konglomeratischer Fazies entwickelt sind.

Die Ausbildung der Riffkalke ist zwischen Bilan und Mezholes besonders gut zu studieren. Es sind Bryozoenkalke mit eingeschalteten kalkigen Konglomeratlagen, die eine ungemein reiche Fauna bergen (Bryozoen, Korallen, Schwämme, Austern, Brachiopoden, Rudisten usw.). Die Kalke sind sehr kieselig, teilweise knollig, meist grob gebankt, führen nicht selten Glaukonit und sind erfüllt von Bryozoen und Austern.

Auf den Höhen zwischen Mezholes und Miskowitz finden sich noch mehrfache Aufschlüsse, die überall eine analoge Ausbildung zeigen. Die Bryozoenkalke herrschen, sie sind reich an Austern und vielen Muschelbruchstücken.

Diese Riffkalke der Gegend Mezholes setzen sich nach Norden fort bis zum Gangberg (nördlich Kutna Hora). An seinem südlichen Hange sind sie noch überall typisch entwickelt, lagern sich hier der alten Gneishöhe an, keilen aber nach dem Gipfel zu bald aus, wo eine besonders interessante mächtige, Konglomerate führende reine Klippenfazies sich einstellt. Die Unterlage bildet ein grauer glimmerreicher Gneis, auf dessen sehr unregelmäßiger, teilweise trichter- und spaltenartig hinabgesenkter Oberfläche mächtige Konglomeratpackungen liegen mit bis metergroßen gerundeten Gneisgeröllen. Das sandig bis kiesig-kalkige Bindemittel ist ungemein reich an Fossilien. Herrschend sind Austern: *Alectryonia carinata*, *Exogyra columba* (wenig), *Alectryonia diluviana*, *E. haliotoidea*, *E. sigmoidea*, *Ostrea hippopodium*. Reich vertreten sind Schwämme, Korallen (*Thamnastraea*, *Synhelia gibbosa*), Rudisten, dick-

schalige Gastropoden *(Natica, Nerineen)*, Echinoiden, Crinoiden, Brachiopoden *(Rhynchonella compressa)*, Muscheln *(Pecten acuminatus, Spondylus striatus, Pholas* u. a. m.). Der schroffe Wechsel zwischen der fast geröllfreien Riffkalkfazies und den wenige 100 m davon entfernt entwickelten metermächtigen Konglomeratpackungen ist besonders betonenswert. Zeigt uns diese Tatsache doch auch wieder, daß von dem transgredierenden cenomanen Meer keine flächenhafte Ausbreitung alter terrestrischer und neuer Schuttmassen vorgenommen ist, daß sie vielmehr fast an Ort und Stelle vom Meere umgewühlt, dabei gerundet und sekundär wieder als marines Konglomerat abgelagert sind. Auch die alte Gneisoberfläche mit ihren Kesseln, tiefen Trichtern und Spalten zeigt keineswegs eine weitergehende Abschleifung, vielmehr nur die Spuren einer alten tiefgründigen terrestrischen Verwitterung. Auch die Gneisblöcke der Konglomerate sind, allerdings hier nur vereinzelt, stark verwittert und dokumentieren sich so sicher als die Reste der einstigen terrestrischen Lesedecke, die dann vom Meere überspült wurde.

Der am tiefsten liegende Aufschluß am Gangberg zeigt ein bis 1,2 m mächtiges Gneiskonglomerat, das in trichterförmigen Vertiefungen der alten Gneisoberfläche liegt. Die Gneisgerölle sind hier nur faustgroß, das Bindemittel ist sandig-kalkig und reich an Fossilbruchstücken.

Nur 20 m davon ist hier das über $1\frac{1}{2}$ m mächtig aufgeschlossene Konglomerat bedeutend gröber. Bis 0,80 m große Gneisgerölle finden sich, 0,50 m große sind schon sehr häufig. Diese Gneisblöcke sind meist frisch, aber stark verwitterte, kaolinisierte sind auch vertreten. Sie sind gut gerundet, alle wenigstens kantengerundet. Das Bindemittel, sehr reich an Fossilien aller Art, ist hier sehr fest, teils kieselig-kalkig.

Etwa 100 m am Berghang über dem letzten Profil findet man etwa 4 m mächtige Konglomeratpackungen, die über 1 m große, wohlgerundete Blöcke enthalten, wie beiliegendes Profil zeigt. (Vgl. Fig. 3.)

Diese großen, wohlgerundeten Blöcke lassen speziell hier auf eine starke umarbeitende Brandungswirkung des Meeres schließen. Auch hier ist feinkonglomeratisch kiesige kalkreiche Bindemasse ungemein reich an Austern, Schwämmen und Bryozoen. Am höher gelegenen Hang des Gangbergs finden sich sicher marine Konglomerate nicht mehr.

Die Klippenbildungen in Sachsen lehnen sich in ihrer Verbreitung an die alten präcenomanen Erhebungszonen eng an. Hier war die präcenomane Oberflächengestaltung unausgeglichener als in Böhmen; damit steht im Zusammenhang, daß die sächsischen Klippen teilweise erst im oberen Cenoman und im Turon vom Meere überflutet wurden, so daß die Klippenfazies hier demnach nicht immer ein reines Äquivalent der unteren sandigen Cenomanfazies ist.

Großartige und besonders lehrreiche Beispiele für die cenomane Transgression sind im Plauenschen Grund südwestlich Dresden aufgeschlossen. Dieses ganze Gebiet, das

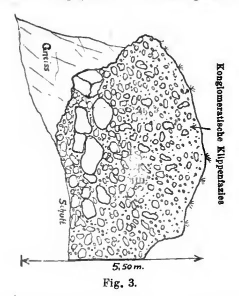


Fig. 3.

speziell an dieser Stelle aus Syenit im Liegenden besteht, gehört zu der alten Erhebungszone der Unterkreidezeit. Erst im oberen Cenoman wurde diese Klippe langsam vom Meere überflutet und diese Transgression ist durch Anlagerung von immer jüngeren Schichten beinahe Schritt für Schritt zu verfolgen. Direkt auf dem Syenit, dessen Oberfläche recht unregelmäßig ist, lagern 1—4 m mächtige Konglomeratpackungen aus überwiegend Syenitblöcken, in deren sandigem Bindemittel sich eine reiche typische Klippenfauna vorfindet. Diese Konglomeratpackungen sind nicht primär als marine Konglomerate entstanden, vielmehr

deuten mehrere Merkmale darauf hin, daß wir hier eine alte, mächtige Verwitterungsdecke vor uns haben, die sich unter dem ariden Klima der Unterkreidezeit gebildet hat, die dann aus Mangel an forttransportierenden Wassermengen an Ort und Stelle liegen geblieben und dann bei der Meerestransgression nur umgearbeitet und umgewühlt, aber nicht flächenhaft aufbereitet ist. Aus folgendem geht dies hervor: Einmal sehen wir, daß die obersten Partien des das Liegende bildenden Syenits intensiv gerötet sind, teilweise eine karminrote Farbe angenommen haben. Es ist dies der Rotlehmbildungsvorgang auf der präcenomanen Landoberfläche, der vorn schon besprochen ist. Dann finden sich an vielen Syenitgeröllen ganz typische Verwitterungserscheinungen, die sich auch heute noch an Verwitterungs- und Lesedecken arider Gebiete nach den Beobachtungen von J. WALTHER vorfinden. Nicht alle Syenitblöcke sind derartig intensiv verwittert, ganz frische finden sich regellos auch in dem Konglomerat, die Verwitterungsvorgänge sind also nicht sekundärer Natur, nicht nach der Umwandlung zum marinen Konglomerat erfolgt, vielmehr primär auf der alten Landoberfläche. Viele einzelne Syenitblöcke sind völlig braungelb verwittert und kaolinisiert, beim Anschlagen zerfallen sie in Grus; andere haben in der Mitte noch einen unregelmäßig gestalteten festen roten Kern, ein ganz charakteristisches Verwitterungsmerkmal. Andere Blöcke sind mit einer festen karminroten oder braunen Rinde umgeben. Nicht selten findet man auch eine typische schalige Verwitterung an den Geröllen. So zeigt uns diese alte Verwitterungsdecke deutlich den ariden Charakter jener präcenomanen Verwitterungsvorgänge. Direkt auf dem Syenitkonglomerat lagern schon kalkige und mergelige Schichten, die schnell in gut geschichteten obercenomanen Pläner übergehen, die ihrerseits die Klippen schon ganz bedecken. Im Ratssteinbruch bei Plauen sind diese eben besprochenen Verhältnisse am besten aufgeschlossen.

Die Oberfläche des Syenits senkt sich nach Norden zu relativ rasch ab. Die einzelnen Schichten lagern sich deshalb dem Rücken an und keilen großenteils an ihm aus, nur die obersten Plänerkalke bedecken den Syenitrücken ganz. Dieses ist recht gut an einem Profil auf dem Nordsockel des Bruches zu sehen.

2,0 m und mehr dünnbankige Plänerkalke, relativ fossilarm, wechsellagernd mit dünnen Mergellagen. Diese Zone keilt in diesem Profil nicht mehr am Syenitrücken aus.

0.85 m Markante, klotzige Kalkbank aus hartem dunkelgrauen kristallinen Kalk, reich an Fossilbruchstücken. Ihr Auskeilen ist noch deutlich ersichtlich.
0.20 m grüner, weicher, glaukonithaltiger Mergel.
0.50 m grauer Plänerkalk, die unteren 30 cm kompakt, die oberen 20 cm dünnplattig. Glaukonithaltig und reich an Fossilbruchstücken. Auskeilend.
0.08 m weicher, graugrüner, glaukonithaltiger, dünnplattiger Mergel, auskeilend.
0.15 m Kalkbank, die teilweise in die Geröllzone hineingreift, bestehend aus sandigem Kalk, der glaukonithaltig und reich an Fossilbruchstücken ist. Auskeilend.
1.0 m bis über 3,5 m mächtig werdend, Syenitkonglomerat. Große, wohlgerundete oder kantenbestoßene, dicht zusammengepackte Blöcke, faustgroß, im Mittel kopfgroß, aber auch bis 1 m Durchmesser, teilweise sehr stark verwittert. Die Zwischenräume zwischen den Blöcken sind angefüllt mit einer grünen, glaukonitischen Tonschicht mit kieselig-kalkigem oder grusig-kalkigem Bindemittel. Reich an Fossilbruchstücken.
Liegendes.

Diese mächtigen marinen cenomanen Konglomerate bedecken in wechselnder Mächtigkeit den ganzen Syenitrücken des Plauenschen Grundes. Interessant ist es nun, zu verfolgen, ob die Konglomerate am Rande der Klippen auskeilen oder flächenhaft sich weiter fortsetzen und wie das Verhältnis zu den äquivalenten sandigen Schichten ist.

Nur 1 km südwestlich des Ratssteinbruches bei Alt-Coschütz ist die Grenze zwischen der konglomeratischen Klippenfazies und der normalen Fazies aufgeschlossen. Die hier über 8 m mächtigen Konglomerate keilen in diesem Aufschluß aus und verzahnen sich mehrfach mit den hier noch aufgeschlossenen sandigen Äquivalenten, die weiter westlich allein herrschen.

Hier ist das Randgebiet dieser großen Syenitklippe anzunehmen, die alten Verwitterungsdecken sind hier in mächtigen Schüttungshalden in die sandige Fazies des cenomanen Meeres sedimentiert, sie sind am Rande der Klippen stark umgearbeitet, die meisten Gerölle sind gut gerundet. Das in tieferen Zonen grusige, oben mehr kalkige Bindemittel ist erfüllt mit Fossilien, unter denen Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Gastropoden, aber auch bestimmte Lamellibranchiaten vertreten sind. Die Auflagerungsfläche auf dem Syenit ist hier direkt nicht aufgeschlossen.

Die Konglomerate bestehen aus mächtigen Packungen bis kindskopfgroßer, vorwiegend gut gerundeter Gerölle, und

zwar ganz überwiegend von dem liegenden Syenit. Nach der Ausbildung des Bindemittels kann man zwei Zonen unterscheiden: die untere mit vorwiegend sandig-grusigem limonitischen lockeren Bindemittel und die obere mit etwas festerem Kalkzement. Besonders in den oberen kalkigen Partien ist die Bindemasse oft ganz erfüllt mit Muschelbruchstücken und gut erhaltenen Formen. In den unteren Zonen fanden sich reichlicher Fossilreste, da, wo lokal das Bindemittel etwas kalkig und glaukonitisch ausgebildet war. Die gut gerundeten Syenitblöcke erreichen Maximalgrößen bis zu 40 cm. Die Durchschnittsgröße ist etwa 10—15 cm. Nur vereinzelt finden sich auch Porphyrgerölle vor, die dann kleiner und meist besonders gut gerundet sind. Auch hier ist wieder festzustellen, daß eine große Anzahl der Syenitgerölle sehr stark verwittert ist und beim Anschlagen sogleich zu Grus zerfällt. Ein roter mehr oder weniger noch fester Kern, karminrote und braune Krusten, schalige Verwitterung, alles das ist auch hier zu konstatieren. Im weiteren südlichen Teil des Aufschlusses keilen die Konglomeratschichten schnell aus. Hier treten mächtige, meist fein- bis mittelkörnige fossilarme Sandsteine an ihre Stelle. Der krasse Wechsel in der Fossilführung — die fossilarme sandige Fazies gegenüber dem ungemein reichen Leben der konglomeratischen Fazies — ist gerade hier besonders auffallend. Weiterhin auch die Tatsache, daß die Sandsteine fast geröllfrei, ja sogar häufig feinkörnig sind. Wieder ein Beispiel dafür, wie wenig das transgredierende Meer imstande war, eine flächenhafte Aufbereitung und Verlagerung alter Schuttmassen vorzunehmen.

Besonders eigentümlich ist die Ausbildung der Klippenfazies bei Dohna am Kahlbusch. Nur zwei Kilometer nordwestlich des Kahlbusches finden wir die sandige Fazies des unteren Cenomans ganz normal an der Brandmühle entwickelt.

300 m östlich des letzteren Aufschlusses stellen sich schon reichlicher Breccien ein, mit kalkigerem Bindemittel. Am Rand der sich etwa 35 m über das allgemeine Niveau erhebenden Porphyrkuppe des Kahlbusch sind die cenomanen Schichten schon mergelig-konglomeratisch entwickelt. Es ist nun deutlich zu erkennen, daß rings um diese Porphyrkuppe das gesamte Cenoman in konglomeratischer Fazies entwickelt, auskeilt, desgleichen auch die hier entwickelten turonen Schichten. Der Kahlbusch muß also im cenomanen

und auch noch im unterturonen Meer als Insel bestanden haben. Nun finden sich oben auf der Kuppe des Kahlbusches, 40 m über dem allgemeinen Niveau des normal gelagerten Cenomans, mehrere typische cenomane Konglomerateinlagerungen ganz insoliert in kesselförmigen Vertiefungen des Porphyrs. Es sind bis 3 m mächtige dichtgepackte Konglomeratmassen, locker verkittet, die eine typische cenomane Klippenfauna in großer Reichhaltigkeit bergen, die einen Zweifel über ein cenomanes Alter nicht aufkommen läßt. Vor allem sind es drei trog- bis sackförmige Vertiefungen, die mit Konglomeratblöcken oder auch konglomeratführenden Mergeln ausgefüllt sind. Alle drei finden sich heute völlig isoliert vor. Die erste unterste Konglomerateinlagerung befindet sich an der Westwand des Steinbruches auf der Kahlbuschkuppe. Es ist eine 2,9 m tiefe und etwa 2,5 m breite unregelmäßige Vertiefung, die mit meist wohlgerundeten Porphyrgeröllen ausgefüllt ist, die durch eine mergelige, teilweise ziemlich feste kieselige Bindemasse mehr oder weniger locker verkittet sind. Die einzelnen Gerölle sind bis 0,50 m groß, häufig kindskopfgroß. Nur Porphyrgerölle sind bekannt, sie sind wenig verwittert. Um die ganze Gerölleinlagerung zieht sich eine bis 0,20 m breite deutliche Bleichzone im Porphyr herum. Im Bindemittel der Geröllpackung finden sich zahlreiche Fossilbruchstücke neben gut erhaltenen Formen vor.

Die zweite Vertiefung, die etwas wannenförmiger als die erste gestaltet ist, zeigt in bezug auf die Ausbildung der Konglomerate keinen Unterschied zur ersten Einlagerung. Sie liegt auch kaum wesentlich höher. Die starke Häufung großer Porphyrgerölle (20—30 cm Durchmesser) fällt besonders auf. Die dritte Einlagerung befindet sich direkt auf dem Gipfel des Kahlbusches. Hier liegt eine etwa 3 m breite und 1,5 m tiefe wannenförmige Tasche. In ihr lagern keine größeren Gerölle mehr. Vielmehr ein graugelblicher, schwach glaukonitischer Mergel mit Quarzgeröllen kleineren Ausmaßes. Die Mergel sind auch hier sehr reich an Versteinerungen, besonders an Schwämmen. Die alte Wand des Kessels und somit die Auflagerungsfläche auf dem Porphyr ist hier gut erschlossen. Die alten Seitenflächen des vom Meer und der Brandung bespülten Kessels sind abgerundet, von Ecken und Kanten abgescheuert, teilweise harnischähnlich poliert. Eine dünne tonige Zwischenschicht kleidet rings den Kessel aus.

Die Fauna dieser Konglomerat- und Mergeleinlagerungen ist, auch innerhalb ihrer Stellung als „Klippenfauna", eine besondere. Die konglomeratischen Einlagerungen sind im allgemeinen wohl etwas fossilärmer als die an Fossilen ungemein reiche oberste mergelige Einlagerung. Es ist eine in sich einheitliche Lebewelt.

Es taucht nun die Frage nach der Entstehung dieser 35 bis 40 m über dem Niveau der cenomanen Sedimente liegenden Konglomerattaschen auf. Daß diese so ganz eigentümlichen Taschen und sackförmigen Vertiefungen allein primär durch die Meeresbrandung ausgekolkt worden sind, ist eine sehr unwahrscheinliche Vorstellung. Zumal zu berücksichtigen ist, daß das cenomane Meer mindestens etwa 20—25 m tiefer gebrandet hat. Diese eigenartigen Formen müssen in der Hauptsache schon angelegt gewesen sein, bevor das brandende Meer seine Gerölle und Sande in sie hineinverfrachtete. Ihre Anlage ist sicher in die präcenomane Zeit zu verlegen, wo wir hier unter aridem Klima ein Festland mit Wüstencharakter haben. Der Kahlbusch war auch damals schon als Härtling eine besondere Erhebung. Die nur von periodisch rieselnden Wassern benutzten Täler zeigen nach den Forschungen von J. WALTHER heute in den Wüsten tief ausgekolkte sackartige, oben schmale, unten breiter ausgesäumte Vertiefungen. Solche Wasserläufe haben wir sicher auch auf der präcenomanen Landoberfläche anzunehmen. Diese in jener Zeit also angelegten Vertiefungen wurden dann vom cenomanen Meer nur wenig verändert. Hauptsächlich wurden von der Brandung die Gerölle mit der Fauna hineinverfrachtet, in die unteren die gröbsten Bestandteile, die nicht höher transportiert werden konnten, in die oberste Vertiefung die feineren sandig-mergeligen Bestandteile. Dabei wurden die Ränder und die Seitenflächen abgerundet und vorhandene Kanten und Ecken abgeschliffen.

Von besonderem Interesse ist in Sachsen noch eine Klippenfazies, als nördlichstes sächsisches Cenomanvorkommen, deren Fauna deshalb von Wichtigkeit ist. Es ist das Cenoman bei Oberau (östlich Meißen). Hier hat GEINITZ bei dem Tunnelbau ein Profil aufgenommen. Heute sind am Westausgang des Tunnels diese Schichten noch aufgeschlossen: hier lagert etwa 3 m mächtiges fossilreiches Cenoman verschiedenartigster Ausbildung direkt auf Gneis. Im Hangenden folgt schon Plänermergel, der turonen La-

hiatuszone. Diese Klippenfazies von Oberau ist — wie viele sächsische Klippenausbildungen — obercenomanen Alters.

Das Profil am Westausgang des Oberauer Tunnels zeigt im Liegenden Gneis, der von mehreren Granitgängen durchsetzt ist. Es ist dieser Gneis eine größere unregelmäßige Einlagerung in dem Meißner Hauptgranitmassiv. Auf ihm lagert, mit unregelmäßiger Auflagerungsfläche, eine 0,15 bis 0,20 m mächtige Bank eines hellgrauen, teilweise gelblichgrünen Sandsteins — „Klippensandstein" bezeichnet — der feinkörnig und porös ist, teilweise kleine Gerölle von zersetztem Gneis, Granit und Quarz führt. Reich ist er an kleinen Muskovitblättchen, arm dagegen an Glaukonit und fast kalkfrei. Nach dem Tunnelinnern zu keilt er bald aus. Dieser Sandstein ist nun ausgezeichnet durch einen ungemein reichen Fossilgehalt. Seine Schichtflächen sind übersät mit Muschelschalen, meist Bruchstücken, aber auch gut erhaltenen Formen. Auffallend ist das Vorherrschen vieler kleiner jugendlicher Arten. Nach Geinitz und Beck sind häufig:

Rhynchonella compressa, Terebratula biplicata, Lima ornata, Inoceramus striatus, Spondylus striatus, Vola aequicostata, Alectryonia diluviana, A. carinata, Exogyra conica, E. columba, E. haliotoidea, Ostrea hippopodium, Cidaris vesiculosa, Pleurotomaria sp., Trochus Geinitzi, Acanthoceras Mantelli, kleine Hippuriten, ein Exemplar von *Schloenbachia varians.*

Dieser Sandstein überlagert am Westausgang ein 0,60 bis 0,80 m mächtiges Konglomerat. In seinem untersten Teil sind die zahlreichen mehr oder weniger gerundeten (bis 5 cm großen) Bruchstücke von Gneis und Granit durch eine sehr harte breccienartige kieselig-kalkige Bindemasse verkittet. Die Gneis- und Granitgerölle sind auch hier total zersetzt. Daneben treten kleine Quarzgerölle auf. Die untersten Teile des Konglomerates führen häufig Fossilbruchstücke, überwiegend Austern. Die Zusammensetzung und Ausbildung des Konglomerates wechselt weiter sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung sehr. Mittlere Partien erinnern an eine bunte Breccie, hier finden sich meist unzersetzte Gerölle von Gneis und Granit. In der hangenden Zone nimmt der Geröllgehalt ab, Mergel, teilweise sandig, auch glaukonitisch mit eingelagerten kleinen Geröllen herrschen vor, der Kalkgehalt nimmt schon in der mittleren Partie wesentlich zu. Die Konglomeratzone führt besonders: *Terebratula ovoides* (charakteristisch), *T. alata, Lima aspera,*

Trochus Rhodani, Pecten notabilis, Alectryonia carinata. Diese noch geröllführenden sandigen Mergel der oberen Konglomeratzone gehen über in einen fast geröllfreien dunkelgraugrünen Glaukonitmergel. Dieser ist sandig und mehr oder weniger fest. Der Fossilgehalt ist derselbe wie im Liegenden. Der Glaukonitmergel wird wieder überlagert von gutgeschichteten Labiatusplänern. Das Profil. das GEINITZ dann aus dem Tunnel selbst angibt, zeigt gegenüber den eben beschriebenen einige Unterschiede. Die konglomeratische Fazies ist da bedeutend stärker vertreten. Die Gneisauflagerungsfläche ist eine unebene. Große unregelmäßige Granitblöcke lagern ihr noch auf, wie es heute eine verwitterte Granitoberfläche zeigt. Bei der Transgression des Meeres muß diese Granitgneiserhebung relativ schnell überflutet worden sein, denn die darauf liegenden Verwitterungsrückstände sind kaum irgendwie verlagert, auch kaum umgearbeitet. Das feinste Verwitterungsmaterial wurde am Fuß der Klippe sedimentiert und bildet den Klippensandstein. Es ist ganz unmöglich, daß diese Fülle von Formen, die seine Schichtenflächen bedecken, auch dort an Ort und Stelle gelebt hat. Vielmehr sind sie als Leichen erst auf dem Bildungsraum des Sandsteins zusammengeschwemmt worden und dabei stark zerbrochen. Auch das Ueberwiegen kleiner gleichgroßer Formen und Bruchstücke kann man als die Wirkung der zusammenschwemmenden Brandung ansehen, dabei den Gedankengängen von J. WEIGELT folgend.

Es erscheint jetzt angebracht, eine kurze zusammenfassende Charakteristik der Klippenfazies zu geben. Eingangs wurden die ersten Sedimente des transgredierenden cenomanen Meeres im großen und ganzen in zwei verschiedene Faziesentwicklungen eingeteilt: die normale sandige Fazies und die kalkig-konglomeratische Fazies. Letztere wurde schlechthin als „Klippenfazies" bezeichnet. Diese eine Charakteristik genügt aber für die besondere Stellung nicht immer. PETRASCHECK fügt dem hinzu, daß die Klippenfazies sich immer in einem höheren Niveau vorfinde als die normale Entwicklung. Das ist für Sachsen teilweise richtig, aber auch nur bedingt. Wir sehen auch hier die sandige Fazies und die Klippenfazies nebeneinanderliegend, und bei Coschütz ineinander übergehend. Auch in Böhmen hat dieses Merkmal nur bedingten Wert. Anders steht es mit der Lagerungsform und den Verbandsverhältnissen. Die Unter-

kante der Klippenfazies ist stets eine sehr unruhige, fast kaum eine horizontale und die Mächtigkeit ist überall großen Schwankungen unterworfen. Der rein lokale Charakter der Klippenfazies ist auch hier zu betonen, sie keilt im weiteren horizontalen Profil sehr schnell aus. Von besonderer Bedeutung ist aber ihre Fauna, die unten kurz zusammengefaßt ist. Einmal ist die Klippenfazies ungemein fossilreich, dann führt sie einen ganz bestimmten Faunenkreis, die Klippenfauna. Die Eigenart der Klippenfazies besteht demnach in folgenden Punkten:

1. Petrographische Ausbildung: Kalkig, teilweise sehr grobe und mächtige Konglomerate führend.
2. Sehr unruhige Unterkante.
3. Starke Mächtigkeitsunterschiede.
4. Rasches Auskeilen — lokaler Charakter.
5. Sehr fossilreich.
6. Bestimmter Faunenkreis.

Die Fauna all dieser cenomanen Klippenbildungen ist, wie schon erwähnt, sehr reichhaltig und zeichnet sich durch ein ganz bestimmtes Gepräge aus. Die überwiegende Anzahl der aus der Klippenfazies bekannten Formen gehört der Boden- und Grundwelt, dem vagilen und sessilen Benthos an. Es sind darunter sehr viele direkt an den felsigen Klippen festsitzende Formen, dann Gattungen, die sich mit einem Stiel oder Byssus anheften, neben diesen sessilen die vagilen benthonischen Formen, die wie die Schnecken, Seeigel usw. am Boden herumkrochen. Ganz allgemein herrschen die Austern, mächtige Austernbänke waren mehrfach zu erwähnen. Nur auf die Klippenfazies sind außerdem die stockbildenden Korallen beschränkt. Reich vertreten sind: Schwämme, Korallen, Bryozoen, dickschalige Gastropoden, Echinodermen, Brachiopoden, mit Byssus sich anheftende Lamellibranchiaten, Foraminiferen und die wenigen bekannten Rudisten.

Literaturverzeichnis.

Geologische Spezialkarte von Sachsen, 1 : 25000.
Blatt Dresden, Kötzschenbroda, Tharandt, Freiberg i. Sa.; Kreischa, Pirna, Dippoldiswalde-Glashütte, Berggießhübel und Pillnitz.

Geologische Karte von Böhmen, 1 : 200000 vom Komitee f. d. Landesdurchforschung von Böhmen, Sektion II, V, VI.

R. Beck: Geologischer Wegweiser durch das Dresdener Elbtalgebiet. 1914.

v. Ettinghausen: Die Kreideflora von Niederschöna i. Sa. 1867.

Frič u. Bayer: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation: Paläontologische Untersuchung der Perucer Schichten. 1901.

H. B. Geinitz: Das Quadersandsteingebirge in Deutschland. 1849.

— Charakteristik der Schichten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. 1839—1842.

— Das Elbtalgebiet in Sachsen. 1871—1875.

J. Jahn: Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhmischen Cenoman. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1904, Nr. 13.

F. Katzer: Geologie von Böhmen. 1892.

Lepsius: Geologie Deutschlands.

O. v. Linstow: Untersuchungen über den Beginn der großen Kreidetransgression in Deutschland. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1918, Bd. XXXIX, Teil 2.

W. Petrascheck: Studien über Faziesbildungen im Gebiet der sächsischen Kreideformation. 1899.

K. Pietzsch: Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans. 1913.

H. Scupin: Stratigraphische Beziehungen der Oberen Kreideschichten in Sachsen, Schlesien und Böhmen. 1907.

K. Wanderer: Der Cenomanaufschluß im Sandsteinbruch westlich von Alt-Coschütz bei Dresden. Sitzungsber. d. Isis, Dresden 1910.

— Tierversteinerungen aus der Kreide Sachsens. 1912.

J. Walther: Geologie von Deutschland. 1921.

— Allgemeine Paläontologie, I., II., III. Teil. 1919/21.

C. Zahalka: Schichtenfolge der westböhmischen Kreideformation. 1900.

— Die sudetische Kreideformation und ihre Äquivalente in den westlichen Ländern Europas. I. u. II. Teil. 1914/15.

[Manuskript eingegangen am 14. Mai 1922.]

6. Über Konglomerate und Breccien in den Bayerischen Alpen.

Von Herrn K. Boden in München.

Durch eine Reihe von Arbeiten sind in den letzten Jahren die ehemals sehr vernachlässigten Forschungen im bayerischen Voralpengebiet mehr in den Vordergrund des Interesses gerückt und viele neue Tatsachen zur Klärung der schwierigen Verhältnisse zutage gefördert.

Die Kenntnis der Voralpenzone östlich vom Inn ist durch zwei neue Arbeiten von O. M. Reis[1]) wesentlich erweitert, die eine Ergänzung früherer Aufnahmen[2]) darstellen. Für die Flyschforschung ist der Nachweis von ganz besonderer Bedeutung, daß die Flyschsedimente in der gleichen Beschaffenheit wiederkehren wie westlich vom Inn und daß auch hier die Gliederung in eine tiefere Kieselkalk- und eine höhere Sandsteingruppe durchgeführt werden kann, die sich kartographisch ausscheiden lassen.

Ebenso tritt der einfache von Querstörungen durchschnittene Faltenbau des Flysches gerade so wie westlich vom Inn in die Erscheinung. Stratigraphie und Tektonik des Flysches sind also nach bisherigen Feststellungen von den Ammergauer Bergen bis zur Salzach völlig konstant geblieben.

Auch im südlichen an die Kalkalpen grenzenden Randgebiete vom Flysch traf ich zwischen Eisenärzt und Max-

---

[1]) Nachträge zur Geol. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teißendorf. I. Teil. Geogn. Jahresh. XXXIII. 1920. II. Teil. Geogn. Jahresh. XXXIV. 1921.

[2]) Geol. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teißendorf, südlich von Traunstein. Geogn. Jahresh. VII. 1894. — Erläuterungen zur Geol. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teißendorf. Geogn. Jahresh. VIII. 1895. — Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. Geogn. Jahresh. IX. 1896. — I a. Nachtrag zu I. Gastropoden mit Cephalopoden, Brachiopoden usw. — II. Lamellibranchiaten. Geogn. Jahresh. X. 1897. — Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern. Geogn. Jahresh. X. 1897.

Hütte am Nordabhang des Hochfelln-Gebiets dieselben Verhältnisse wie am Schliersee und Tegernsee an.

In der unteren Hälfte des Diesselbaches, der südlich Eisenärzt in die weiße Traun einmündet, zeigen sich mehrere isolierte Aufschlüsse von Flyschsandstein. Südöstlich von Mariaeck beginnt jedoch die Kieselkalkgruppe, und in dem rechten Seitental südlich der Leitstube stehen dunkle Schiefer mit einigen festen Bänken an, die bereits dem Lias zuzurechnen sind, auch rote Letten stellen sich ein und Einlagerungen von dunklen Krinoidengesteinen mit groben klastischen Beimengungen. Die dunklen Schiefer sind auch im Bachbett westlich der Leitstube aufgeschlossen und gleichen völlig den Liasgesteinen, die in den Tegernseer und Lenggrieser Bergen den Nordrand der Kalkalpen kennzeichnen und ebenfalls konglomeratische Krinoidenbänke führen. Im unteren Teil des Grabens südlich der Leitstube finden sich nun nördlich vom anstehenden Lias zahlreiche isolierte exotische Gerölle und auch Blöcke von groben Konglomeratbänken in ziemlicher Anhäufung. Dieselben Konglomerate liegen als Bruchstücke in größerer Anreicherung in den Bachrissen nördlich vom Punkt 743 und hier beobachtet man anstehend die geröllführenden Mergel, die für die Ausbildung des Südrandes vom Kieselkalkflysch besonders typisch sind.

Der untere Teil des Grabens, der vom Westen her beim Punkt 743 in den Diesselgraben einmündet, ist in Liasfleckenmergel, vorwiegend jedoch in dunkle Liasschiefer eingeschnitten, dann folgen Raibler Rauhwacken und Dolomite und dann wieder dunkle Liasmergelschiefer mit eingefalteten Aptychenschichten. Diese Juraschichten stehen im oberen Teil des Grabens in unmittelbarem Kontakt mit den geröllführenden Flyschmergeln. Sehr reich ist dieser Graben an lose herumliegenden exotischen Geröllen. Dieselben sind sämtlich vollkommen abgeschliffen und erreichen auffallende Größen von 1 m Durchmesser und darüber.

Steigt man aus dem oberen Teil dieses Grabens auf den mit Wiesen bedeckten Kamm, so gelangt man auf einen Weg, der oberhalb der Kurve 800 in den rechten Arm des Dampfgrabens einmündet. Bevor der Weg in den Wald eintritt, findet sich unterhalb desselben ein Steilabfall, der von Raibler Rauhwacken gebildet wird, die im Wald ebensowohl am Weg ausstreichen und sich auch im Süden desselben

durch einen steileren Böschungswinkel kennzeichnen. An einem vom Dampfgraben gegen Osten am Gehänge entlangführenden neuen Weg erkennt man nun, wie an diesen, auch morphologisch hervortretenden Raibler Zug ein noch schmälerer Streifen von dunklen Mergelschiefern und Fleckenmergelbänken des Lias sich anschmiegt und an diesen Lias lehnen sich Mergel, die ganz erfüllt sind von vorwiegend exotischen, aber auch kalkalpinen Geröllen. Der Weg hat auf längere Erstreckung gerade die Zone der geröllführenden Mergel im Streichen angeschnitten. Unzersetzte Gerölle können hier in großer Menge gesammelt werden. An einer Biegung des Weges im Osten sieht man nochmals die Anlagerung an den Lias, hinter dem wiederum die Raibler aufsteigen. Die Ähnlichkeit von Liasmergeln und Flyschmergeln ist wie am Tegernsee[3]) sehr groß und die Unterscheidung ist lediglich durch die Geröllführung der letzteren gegeben.

Der Raibler Zug findet sich auch oberhalb des Weges im rechten Arm des Dampfgrabens aufgeschlossen und reicht noch ein Stück weit in den Grabenast hinunter, dann folgt wieder Lias und erst kurz oberhalb der Gabelung stehen im Bachbett die geröllführenden Flyschmergel wieder an. Die Schichten streichen also mit einer Beugung nach Nordwesten in den Bach hinunter. Im linken Ast vom Dampfgraben beginnen gleich oberhalb der Gabelung fossilführende Liasfleckenmergel mit Schiefern wechsellagernd, südlich fallend. Weiter bachabwärts folgen nun Flyschkieselkalke und dunkle Schiefer. (An der Bachgabelung beobachtet man nochmals Raibler in ganz geringer Ausdehnung, so daß es unsicher erscheint, ob dieselben anstehen.) Die Aufschlüsse in den tieferen Teilen des Dampfgrabens sind recht schlecht. Es finden sich jedoch nur Gesteine der Kieselkalkgruppe, die in einem kleinen, isolierten Aufschluß auf den Kluftflächen verdicktes Petroleum zeigen[4]).

Die an exotischen und stellenweise auch an kalkalpinen Geröllen reichen Ablagerungen des Flysches, die sich vom

---

[3]) Boden: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. Geogn. Jahresh. XXVII. 1914. S. 188.

[4]) J. Böhm: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. Palaeontographica. Bd. **38.** 1891. S. 28. — Finck: Zur Flysch-Petroleumfrage in Bayern. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIII. 1905, S. 330.

Diesselbach bis zum Dampfgraben verfolgen ließen, begleiten den nördlichen Saum der Kalkalpen und stehen stets im engen Kontakt mit den Juraschichten, während im Norden überall Kieselkalkflysch folgt. Die Lagerungsverhältnisse verweisen die geröllführenden Schichten daher an den Südsaum der Kieselkalkgruppe des Flysches. Diese besitzt also ebenso wie am Schliersee[5]) und am Tegernsee[6]) eine grobklastische Randfazies, die sich an küstennahe Seichtwasserbildungen des Juras mit eingeschalteten klastischen Krinoidenbänken anlehnt[7]).

Nach den Beobachtungen von RICHTER[8]) folgen über den Konglomeraten am Tegernsee zuerst Flyschsandsteine. Derartige mit den Konglomeraten verknüpfte und in dieselben übergehende Sandsteine gehören jedoch der Kieselkalkgruppe an, wie schon früher gezeigt wurde[9]). Die Konglomerate bilden auch nicht die ältesten Flyschbildungen, wie RICHTER annimmt, sondern dieselben sind mit der Kieselkalkgruppe verzahnt und daher lediglich als grobklastische, an den Kalkalpen abgelagerte Randfazies derselben anzusehen. Die Flyschsedimente lassen nur eine Gliederung in zwei Unterabteilungen zu.

Besonders reich an groben klastischen Beimengungen ist der schmale Flyschstreifen im Süden von Bernau, den bereits BROILI in seiner Monographie des Kampenwandgebiets[10]) eingehend schildert.

Die nur etwa 300 m breite Flyschzone schließt sich im Norden direkt an die Molasse und wird im Süden von den

---

[5]) DACQUÉ: Geologische Aufnahme des Gebiets um den Schliersee und Spitzingsee in den Oberbayrischen Alpen. Landeskundl. Forschungen d. Geogr. Ges. in München 1912, H. 15, S. 43, 44. — HAHN: Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Diese Zeitschr. **64.** 1912. Monatsber. Nr. 11, S. 534.

[6]) Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge. a. a. O. S. 188.

[7]) BODEN: Geol. Unters. am Geigerstein u. Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der Oberbayrischen Alpen. Geogn. Jahresh. XXVIII. 1915. S. 208, 214, 231.

[8]) M. RICHTER: Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralbl. f. Min. 1922, S. 247.

[9]) BODEN: Geol. Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. XXXIII. 1920. S. 18 u. 19.

[10]) Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXVII. 1913. S. 432—434.

Triasbildungen, die steile Wände bilden, überragt. Die Grenze zwischen Kalkalpen und Flysch tritt daher ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen westlich vom Inn morphologisch scharf in die Erscheinung. Diese Lagerungsverhältnisse bedingen eine starke Überdeckung der Flyschzone mit Schutt von Triasgesteinen, unter denen nur einzelne isolierte Flyschausbisse hervortreten, denen man auf der Karte von Broili leicht folgen kann, denen jedoch an einzelnen Punkten eine etwas größere flächenhafte Ausdehnung hätte gegeben werden können.

Das am weitesten östlich im Süden von Hafenstein eingetragene Flyschvorkommen zeigt nur einige schlechte Aufschlüsse von kalkfreien grünen quarzitischen, z. T. glaukonitischen Sandsteinen und grünem Quarzit, sowie vereinzelt Phyllitbreccien, ferner grünlichen Kalksandstein mit etlichen etwas größeren Phyllitfetzen.

In dem nach Hafenstein herunterziehenden Grabeneinschnitt finden sich die etwa 1 m dicken Breccienbänke in enger Verbindung mit Flysch-Kieselkalk und mehrfacher Wechsellagerung mit Kieselkalkbänken und dunklen Schiefern, so daß die Zugehörigkeit der Breccien zur Kieselkalkgruppe auch hier deutlich in die Erscheinung tritt.

Die Breccien bestehen aus einem Gemisch von schwarzen Phyllit- und Tonschieferfetzen sowie eckigen und kantigen kalkalpinen Gesteinen, in dem nur einzelne gut gerundete Porphyrgesteine auftreten.

Südwestlich von Schleipfen ist der bewaldete Hang östlich vom Weg dicht bedeckt mit weißen, durch Glaukonitkörnchen grün gesprenkelten kalkfreien Sandsteinen, die offenbar den Hang aufbauen, jedoch nirgends anstehen. Bei Benediktbeuern erscheinen dieselben weißen Quarzsandsteine innerhalb der Kieselkalkgruppe und ebenso bei Unter-Nogg a. d. Halbammer, so daß auch hier ihre Zugehörigkeit zum Flysch, und zwar zur älteren Einheit desselben, anzunehmen ist. Am Hohlwege sind wiederum Phyllitbreccien zusammen mit zur unteren Flyscheinheit gehörigen Kieselkalken, Quarziten und Schieferlagen aufgeschlossen. Von besonderer Bedeutung ist das Flyschvorkommen weiter südwestlich, das in unmittelbarem Kontakt steht mit den Kalkalpen. In mehreren Abrutschungen sind hier Kieselkalkbänke wechsellagernd mit weichen Zwischenmitteln freigelegt. Diese Schichtfolge schmiegt sich als schmaler Streifen an die etwas verrutschten Raibler Rauhwacken.

Nördlich erscheinen jedoch die typischen glimmerreichen Sandsteine der Sandsteingruppe mehrfach entblößt und von der Kieselkalkgruppe durch ein dünnes, auf längere Erstreckung wahrnehmbares Band von roten Flyschletten getrennt. Die schmale Flyschzone bei Bernau birgt also ebensowohl die jüngere Flyscheinheit, die eine schmale Mulde in der sehr brecciös entwickelten Kieselkalkgruppe bildet. Weiter westlich gegen den Schauergraben zu finden sich vielfach Lesesteine der Glimmersandsteine an dem mit Schutt bedeckten Waldhang. Zuweilen treten hier jedoch Anreicherungen von Lias- und auch Oberjuragesteinen hervor, so daß die Einschaltung von verquetschten Schollen dieser Stufen zwischen Raiblern und Flysch sehr wohl möglich ist.

Der an der östlichen Talseite des Schauergrabens entlangführende Weg zeigt wiederum verschiedentlich Austritte von Kieselkalken und Schiefern mit eingelagerten Breccienbänken, und auch westlich des Schauergrabens finden sich Aufschlüsse in der Kieselkalkgruppe mit dünneren Einlagerungen von feinkörnigeren Breccien.

Grobe Breccienblöcke, die im Bachbett des Schauergrabens und auch an dessen Hängen aufgefunden wurden und die vornehmlich aus einem Gemisch von weichen Phylliten, Talkschiefern und kalkalpinen Gesteinen bestehen, enthalten auch Einsprenglinge von gut gerundeten harten Quarzporphyren und Felsitporphyren.

Die vorliegenden Beobachtungen zeigen, daß die grobklastischen Bildungen im Flysch von Bernau der Kieselkalkgruppe angehören. Während jedoch am südlichen Saum der Kieselkalkgruppe im Schlierseer und Tegernseer Gebiet sowie auch in den oben beschriebenen Vorkommen von Eisenärzt lediglich streng ausgelesene, ganz harte exotische Gerölle auftreten, finden sich im Kieselkalkflysch bei Bernau neben den kalkalpinen Komponenten ganz überwiegend weiche Schiefergesteine und die harten, stark abgeschliffenen exotischen Gerölle treten sehr zurück. — Die zwischen Diesselbach und Dampfgraben aufgesammelten exotischen Flyschgerölle stimmen vollkommen mit den Flyschgeröllen aus der südlichen Kieselkalkrandzone der Schlierseer und Tegernseer Berge überein. Trotz der großen Entfernung

kehrt genau die gleiche Geröllgesellschaft wie westlich vom Inn wieder. Teils bestehen die exotischen Gerölle aus Eruptivgesteinen, teils aus Sedimentärgesteinen. Unter den ersteren sind vorwiegend rote und grüne Quarzporphyre und Felsitporphyre vertreten, außerdem zersetzte Diabase und Diabasporphyrite. Ein Geröll konnte im Dünnschliff als Granitaplit und ein anderes als Granitaplit mit porphyrischer Struktur und mikropegmatitischer Zwischenmasse bestimmt werden. Ein dunkelgrünes Gestein erwies sich als ein Porphyrit mit stark chloritisierter und an Leukoxen reicher Grundmasse und reichlichen, zumeist kleinen Einsprenglingen von Plagioklas sowie nesterförmigen Neubildungen von Quarz und Chlorit.

Unter den Sedimentärgesteinen sind quarzitische Gesteine und feldspatreiche Sandsteine vorherrschend. Dazu gesellen sich Tonschiefer und Kieselschiefer.

Außerordentlich zahlreich finden sich Gerölle aus roten eisenschüssigen Arkosen mit etwas schwankenden, jedoch in den einzelnen Geröllen stets gleichförmigen Korngrößen. Das sehr feste Gefüge und der fettige Glanz geben den Gesteinen bei makroskopischer Betrachtung mehr das Aussehen von Quarziten, zumal die kleinen Feldspäte nicht recht erkennbar sind. Unter dem Mikroskop zeigen sich Quarz- und zersetzte Orthoklaskörner, die durch ein toniges eisenhydroxydisches Bindemittel miteinander verkittet sind, etwa in gleicher Menge. Außerdem beobachtet man häufig Muskovitschuppen als Zwischenmittel zwischen den harten Körnern und einzelne Chloritschuppen sind eingesprengt. Fast ebenso häufig und sehr charakteristisch sind karbonatfreie quarzitische Konglomeratgerölle, die in den verschiedensten Größen auftreten und in deren dunkler Grundmasse milchweiß gefärbte Quarzgerölle sichtbar werden. Im Dünnschliff zeigen dieselben ein buntes Gemenge von Quarz- und Quarzitkörnern, die in allen Korngrößen wirr durcheinandergemischt liegen. Die Bestandteile dieser Quarzit-Quarzkonglomerate sind entweder kataklastisch verzahnt oder durch Chloritlamellen, die eine schwankende Breite besitzen, aneinandergefügt. Die Quarzite besitzen entweder ganz gleichförmige, sehr feine Körnung oder bestehen aus einem Gemenge von gröberem und feinerem Quarzmaterial. Nur vereinzelt sind Brocken von grobem Gefüge erkennbar. — Bei den Quarzkörnern sind alle Übergänge von leicht undulöser Auslöschung bis zur völligen Kataklasstruktur

und stengligen Zerfall der kataklastischen Aggregate wahrnehmbar.

Verschiedentlich wurden schwarze tonige Kieselschiefer aufgefunden, die den schwarzen kulmischen Kieselschiefern des Rheinischen Schiefergebirges völlig gleichen und ein Brocken eines eisenschüssigen, quarzreichen Tonschiefers, vom Aussehen der roten Cypridinenschiefer Mitteldeutschlands. Sämtliche Gerölle zeigen eine strenge Auslese von nur ganz harten und stark abgerollten Gesteinen.

In der nachfolgenden Tabelle sind die Dünnschliffe von einer Anzahl Geröllen aus der Kieselkalkrandgruppe der Tegernseer und Schlierseer Berge genauer gekennzeichnet[11]).

Quarzporphyr mit Fluidaltextur, Quarz- und Feldspateinsprenglinge	Tratenbach, Lenggries
— felsitisch mit Fluidaltextur	Ringberg, Tegernsee
— felsitisch	„ „
— dichte Grundmasse mit vielen, meist großen Quarz- und einzelnen Feldspateinsprenglingen	„ „
— mit felsitischer Grundmasse und großen Quarzeinsprenglingen	„ „
— mit vielen Quarzeinsprenglingen . .	„ „
Felsitporphyr mit schöner Fluidaltextur, Feldspateinsprenglinge, in Leukoxen umgewandeltes Titaneisen mit Eisenhydroxydrändern	„ „
Diabasporphyrit, vollkommen zersetzt, gut ausgeprägte ophitische Struktur, Chloritbildung, in Leukoxen umgewandelte Titaneisenlamellen	„ „
— stark zersetzte serizitisierte Feldspäte, chloritisierter Augit, reichliche Neubildungen von Quarz, viel Titaneisenerz mit Leukoxen. Ophitische Struktur trotz starker Zersetzung noch deutlich	Tratenbach, Lenggries
Granitaplit, schriftgranitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, Trübung und Serizitisierung der Feldspäte, undulöse Auslöschung und deutliche Kataklase des Quarzes	„ „
— Quarze, z. T. mit undulöser Auslöschung	Ringberg, Tegernsee

[11]) Bei den Dünnschliffuntersuchungen fand ich die entgegenkommendste Unterstützung im Petrographischen Institut durch Herrn Prof. WEBER und Herrn Dr. HEIM, wofür ich an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank zum Ausdruck bringen möchte.

Granitaplit, völlig serizitisierte Feldspäte, starke Imprägnation mit Pyrit, Kalzit als Neubildung. Deutliche undulöse Auslöschung von Quarz	Ringberg, Tegernsee
— ausgeprägte schriftgranitische Verwachsungen. Schwache undulöse Auslöschung vom Quarz	Tratenbach, Lenggries
Arkose, Bindemittel aus Kalzit und Eisenhydroxyd, staubfeine Imprägnation von Eisenglanz	Leitnergraben,Schliersee
— feinkörnig, reichlich Feldspat, kalzitisches Bindemittel . . . . . . : .	Tratenbach, Lenggries
Quarzquarzitkonglomerat, Quarze und Quarzite von gröberem und ganz feinem Korn, tonig-sandiges Bindemittel, Quarzkörner zertrümmert . .	Ringberg, Tegernsee

Die exotischen Flyschgerölle aus dem Tegernsee-Schlierseegebiet und auch aus dem Hochfelln-Gebiet sind vielfach tektonisch verquetscht und spalten an Rissen, die durch Kalkspat verheilt sind. Im Dünnschliff erweist sich der wesentlichste Teil der Gerölle jedoch als mechanisch unversehrt. Lediglich die dunklen Quarzquarzitkonglomerate sind tektonisch stark durchbewegt und die Granitaplite zeigen geringe tektonische Beanspruchung, die sich meist nur durch schwache undulöse Auslöschung, selten durch Kataklasstruktur bemerkbar macht.

Im Flyschkonglomerat des Tratenbaches fanden sich außerdem mehrere bis zu 20 cm dicke gut gerundete Gerölle aus eigentümlichen brecciösen Gesteinen, deren Gemengteile aus zumeist nur wenig gerundeten, verschieden großen grob- und feinkörnigen karbonatischen Gesteinen, sowie aus Quarz und Quarzit bestehen. Die breiten Zwischenräume dieser nur lose aneinandergrenzenden Bestandteile sind mit Quarz und Chalzedon ausgefüllt. Radialstenglige Aggregate von Chalzedon umranden die einzelnen Körner, während in den Lücken zwischen den Chalzedonkränzen faseriger Quarz erscheint.

Die Kalk- und Dolomitbrocken der Breccien sind offenbar kalkalpiner Herkunft, so daß dieses Gestein nicht den exotischen Komponenten der Konglomerate zuzuzählen ist, sondern wahrscheinlich aus einer cenomanen Breccie der Ostalpenüberdeckung stammt. Dahin deutet auch der Einschluß eines gut erhaltenen Schalenrestes in einem derartigen Geröll.

Die Exotika der südlichen Randfazies der Kieselkalkgruppe bestehen nur aus ganz harten, stark abgeschliffenen

Gesteinen und geben uns daher kein vollständiges Bild vom Aufbau ihres Ursprungsgebiets, sondern lediglich eine durch sehr weite Transportwege und mehrfache Umlagerung entstandene Auslese des allerhärtesten Materials. Die große Einförmigkeit der immer wiederkehrenden Gesteinstypen der sich stets gleichbleibenden Geröllgesellschaften wird hierdurch erklärt.

Im Gegensatz dazu zeigen die mit den exotischen Komponenten vermischten kalkalpinen Gesteine zumeist keinerlei wesentliche Abrollung und noch viel weniger eine Auslese nach der Härte, sondern alle in der Nähe anstehenden Gesteinstypen finden sich in jeder Korngröße, von kleinen Brocken bis zu Klötzen von 1 m Durchmesser und darüber, bunt durcheinandergemengt, so daß ihre Bildung in der Brandungszone des Kieselkalkmeers am Kalkalpenrande nicht zweifelhaft ist. — Aber auch das Auftreten der exotischen Komponenten lediglich in einer schmalen Zone am Südsaum der Kieselkalkgruppe deutet auf einen südlichen Ursprung aus dem Alpengebiet und lenkt die Aufmerksamkeit auf die mittel- und oberkretazischen Überdeckungen der Kalkalpen, die ebenfalls exotische Gerölle in großen Mengen enthalten, insbesondere auf die nahe benachbarten Ablagerungen des Cenomans der Bayerischen Alpen. Eingehendere Schilderungen dieser Bildungen, insbesondere der in ihnen eingeschlossenen ortsfremden Gesteine, fehlen allerdings noch aus den meisten Gebieten. Lediglich in der Kampenwandmonographie von Broili findet sich eine nähere Beschreibung des Cenomans und eine von Lebling angefertigte Liste der dort aufgesammelten exotischen Gerölle, die bereits eine gute Übersicht der Gesteinstypen gibt. (a. a. O. S. 427—432.)

Der gleiche auffallende Reichtum an kristallinen Gesteinen findet sich im Cenoman des Heuberges[12]). Am Laubenstein sind neben cenomanen Orbitulinenmergeln und Sandsteinen auch grobe Konglomerate und Breccien aus Hauptdolomit und Plattenkalk entwickelt, sowie auch mit gerundeten Geröllen, deren Beschreibung jedoch noch fehlt. (Finkelstein: Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. N. Jahrb. f. Mineralogie, Beil.-Bd. VI, S. 61, 62.)

---

[12]) Broili: Geologische Beobachtungen im Gebiete des Heuberges. Sitzungsber. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Jahrg. 1921, S. 200, 201.

Sehr reich an groben Geröllen sind auch die Sandsteine und Mergel des Cenomans im Steinbach westlich von Ruhpolding im Gebiet des Hochfelln.

Ein günstiger Aufschluß am rechten Talhang, 450 m westlich der Rumplschmiede, zeigt zuunterst etwa 2 m mächtige häckselführende Sandsteine, die den kalkigen Sandsteinen der Kieselkalkgruppe, deren Auftreten vornehmlich an die südliche Randfazies geknüpft ist, völlig gleichen. Darüber lagern $1\frac{1}{2}$ m mächtige, spärliche weißschalige Fossilreste enthaltende lockere Mergel und sandige Mergel, gespickt mit Geröllen, die alle Übergänge zeigen zwischen ganz kleinen Körnern und solchen von Kopfgröße. Vornehmlich finden sich jedoch mittlere Korngrößen von 3—10 cm Durchmesser. Exotika walten durchaus vor, nur vereinzelt sind auch kalkalpine Gesteine vertreten.

Etwa 150 m bachaufwärts zeigt ein Aufschluß neben exotischen Geröllen kopfgroße Kalke und kleinere gelb verwitterte Dolomite sowie liassische Kieselkalke und rote Krinoidenkalke. Gegenüber vom Bandlgraben enthält eine Sandsteinbank ein Gemisch von gelb angewitterten kalkalpinen und von exotischen Geröllen. Während die ersteren häufig aufgelöst sind, so daß Vertiefungen im Gestein entstehen, bilden die härteren, widerstandsfähigeren exotischen Komponenten Emporragungen in ihrer feinkörnigeren Umgebung. Weiter oberhalb in den Talrissen östlich vom Bäckerwinkel finden sich blaue Häckselsandsteine und Mergel mit vornehmlich exotischen Geröllen. Ebenso walten auch in den steilgestellten Konglomeraten und Mergeln, die am Wege zur Hocherb-Alm unterhalb vom Hargaßgraben anstehen, die exotischen gegenüber den kalkalpinen Bestandteilen vor. Westlich der Einmündung vom Hargaßgraben sind im Steinbach lediglich die Schichten des Lias und des Oberen Jura erschlossen. Nördlich der Einmündung des Erbergrabens treten am Wege wieder cenomane Sandsteine aus, während im Bachbett jurassische Schichten folgen. Außerdem beobachtet man an dem Wege zur Hocherb-Alm, der am Waldesrand unterhalb der Almweiden entlang führt, verschiedentlich Bänke und Blöcke reich an Exotika, die z. T. die Größe eines Straußeneies erreichen.

Alle in den geschilderten Cenomanablagerungen aufgesammelten exotischen Gerölle sind vollkommen abgeschliffen und stellen eine Auslese von nur ganz harten Gesteinen dar. Außer den sehr häufig vorhandenen Quarz-

geröllen bilden Quarz- und Felsitporphyre einen sehr wesentlichen Bestandteil der Geröllmassen.

Porphyrite und Diabase sind etwas weniger zahlreich vertreten, dagegen finden sich in großen Mengen rote, bei makroskopischer Betrachtung quarzitähnliche Arkosen mit meist hohem Feldspatgehalt und dunkle Quarzquarzitkonglomerate mit Einsprenglingen von hellen mehr oder minder großen Quarzen. Die nachfolgende Liste gibt eine genauere Charakterisierung der wichtigsten, hauptsächlich bei der Rumplschmiede und an der Hocherb-Alm aufgesammelten Gerölltypen im Dünnschliff.

Felsitporphyr, mit stark zerbrochenen Quarzeinsprenglingen.
— mit schöner Fluidaltextur.
— stark brecciös, möglicherweise auch Porphyrit, Feldspäte für eine genauere Bestimmung zu stark zersetzt. Viel Eisenglanz in großen Körnern, außerdem Eisenglanz und Eisenhydroxyd als Imprägnation.

Felsit, mit zahlreichen Nestern einer sehr feinschuppigen aggregatpolarisierenden Substanz (Talk?).

Quarzporphyrit, mit feinkristallinischer Grundmasse, zahlreiche Einschlüsse von zertrümmertem Plagioklas und stark zertrümmertem und korrodiertem Quarz, sehr reichliche Pyritimprägnation, Neubildungen von Kalzit und Chlorit.
— mit stellenweise ausgeprägter granophyrischer Grundmasse, zahlreiche kleine Quarzeinsprenglinge und Plagioklase.

Diabas, mit gut erkennbarer ophitischer Struktur, große serizitisierte Plagioklasleisten, chloritisierter und kalzitisierter Augit, Neubildungen von Quarz und Feldspat.
— mit erkennbarer ophitischer Struktur, Uralitisierung und Chloritisierung der Augite sowie Neubildungen von Quarz, skelettäres Erz vermutlich Titaneisen.

Arkose, reichlich Glimmer und etwas Chlorit, schwache Imprägnation von Eisenerz, karbonatische Neubildungen im Bindemittel.
— eisenhydroxydisches Bindemittel, undulöse Quarze.
— zurücktretender Feldspatgehalt, eisenschüssiges Bindemittel.

Quarzquarzitkonglomerat, Quarzkörner, grob- und feinkörnige Quarzite z. T. reich an Glimmer, Phyllit mit Pyritwürfeln, Chloritlamellen als Bindemittel. Die Quarze zeigen undulöse Auslöschung bis zur Kataklasstruktur.
— Starke Pyritimprägnation, starke Zertrümmerung von Quarz.

Quarzit, aus sehr verschieden großen Quarzkörnern aufgebaut.

Die eigenen Aufsammlungen im Kampenwandgebiet sind bisher noch sehr dürftig, da dieselben durch starkes Regenwetter gestört wurden. Indessen konnten auch hier bei der Schmiedalm, nördlich der Gederer Wand, Quarzporphyre zum Teil felsitisch, rote Arkosen und Gerölle von Quarzquarzitkonglomeraten nachgewiesen werden. Außerdem wurde im

Dünnschliff ein Porphyrit festgestellt mit dichter Grundmasse, großen Feldspateinsprenglingen sowie Pyrit- und Eisenglanz führend. Ferner ein stark umgewandelter grüner Porphyrit und ein Quarzporphyr mit Fluidaltextur.

Die außerordentliche Einförmigkeit der immer wiederkehrenden, stark ausgelesenen Gesteinstypen erleichtert die Vergleiche der Geröllgemeinschaften an den verschiedenen Stellen außerordentlich.

Die vollkommene Übereinstimmung der aus dem Diesselbach und dem Dampfgraben geschilderten exotischen Gerölle der Kieselkalkgruppe mit denjenigen der cenomanen Ablagerungen tritt klar in die Erscheinung und führt zu dem Resultat, daß die exotischen Gerölle aus dem Cenoman mit den in diesen Schichten vorhandenen oder mit dem Cenoman gleichzeitig aufbereiteten kalkalpinen Bestandteilen durch Umlagerung in die Bildungen der Kieselkalkrandgruppe verfrachtet wurden.

Das Fehlen einzelner Gerölltypen im Cenoman, z. B. der Granitaplite, ist wohl auf die bisher recht unvollständigen Aufsammlungen in diesen Schichten zurückzuführen.

Da weder am Hochfelln, noch an der Kampenwand bisher außer den stark abgerollten und harten exotischen Geröllen auch weiche Komponenten wie Phyllite, Glimmerschiefer, Talkschiefer usw. aufgefunden wurden, können diese die Flyschkieselkalkbreccien bei Bernau vornehmlich aufbauenden Gesteine unmöglich aus dem Cenoman stammen. Lediglich die harten abgerollten Quarzporphyre usw. wurden mit den kalkalpinen Bestandteilen aus dem alpinen Hinterland zugeführt, während die vorherrschenden, wenig transportierten Phyllite, Talkschiefer usw. von nahe benachbartem, nördlich vorgelagertem, vindelizischem Gebiet hergeleitet werden müssen. Mit der außerordentlich geringen Breite des Flysches von Bernau hängt vielleicht diese sehr reichliche Einspülung von vindelizischem Material in das Kieselkalkmeer nahe dem Kalkalpengebiet zusammen. —

Während nun östlich vom Inn geröllführende Flyschkieselkalke und cenomane Bildungen dicht hintereinander liegen und ihr Zusammenhang dadurch klar in die Erscheinung tritt, treffen wir westlich vom Inn andere Verhältnisse an.

Nach den bisherigen Feststellungen beginnen die konglomeratischen Flyschschichten der Kieselkalkrandgruppe west-

lich vom Leitzachtal, lassen sich über Schliersee und Tegernsee bis in den Tratenbach östlich von Lenggries verfolgen und endigen westlich der Isar im Lettenbach, einem linken Seitentale des Arzbaches.

Das Hinterland dieser konglomeratischen Kieselkalkschichten ist fast frei von cenomanen Ablagerungen[13]). Die völlige Übereinstimmung ihrer exotischen Bestandteile mit denjenigen des Cenomans des Kampenwand- und Hochfelln-Gebiets deutet jedoch auf eine Herkunft ebenfalls aus cenomaner Überdeckung hin, die in den Schlierseer und Tegernseer Kalkalpen ehemals vorhanden war, jedoch durch die Erosion abgeräumt wurde.

Große Verbreitung erlangen die cenomanen Ablagerungen wieder weiter westlich im Herzogstand-Heimgartengebiet, im Laber- und ganz besonders im Ammergebirge. Die Ausbildung weicht hier jedoch nicht unwesentlich von den Vorkommen an der Kampenwand und dem Hochfelln ab.

Im oberen Dreisäulergraben, nordwestlich vom Schloß Linderhof, finden sich grobe Konglomerate, die wirre Anhäufungen von ausschließlich kalkalpinen, wenig abgerollten Gesteinen bilden. Im mittleren Teil des Grabens sind schwarze Mergel im Wechsel mit dicken Sandsteinbänken aufgeschlossen. In den tieferen Teilen des Grabens treten besonders am rechten Talgehänge die cenomanen Kieselkalke heraus, die zuweilen fleckig werden, Einlagerungen von roten Kalken führen und sehr stark gewissen Liaskieselkalken gleichen. — In dünnen Schnüren, Adern und Linsen durchdringt die Kieselsäure das Gestein oder tritt lagenweise auf. Zuweilen findet sich dieselbe auch zu mehreren Zentimeter dicken Hornsteinbänken angereichert.

---

[13]) Die Untersuchung der wenig ausgedehnten Cenomaninsel am Rosstein ist noch nicht zum Abschluß gekommen. — Außerdem werden spärliche fossilfreie brecciöse und konglomeratische, lediglich aus kalkalpinen Gesteinen zusammengesetzte Bildungen am Lechner Berg im Leitzachtal und auch in der kalkalpinen Vorzone zwischen Leitzachtal und Tegernsee von Dacqué zum Cenoman gestellt. (Schliersee—Spitzingsee a. a. O., S. 33.) Ähnliche Vorkommen finden sich nördlich der Benediktenwand und auch im westlichen Wendelsteingebiet (v. Loesch: Vorl. Mitt. über Aufnahmeergebnisse zwischen Inn und Leitzach. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. 1914, S. 8 u. 11), während das Cenoman in den östlichen Teilen dieser Gebirgsgruppe zu unterst aus brecciösem Hauptdolomitgrundkonglomerat besteht, das von schwärzlichen Orbitulinenmergeln überlagert wird (S. 20). Exotische Gerölle werden hier nicht erwähnt.

Die Kieselsäure stammt aus Spongiennadeln, von denen die Kalke oft ganz erfüllt sind. Wanderungen dieser organogenen Kieselsäure und Verdrängungen der ursprünglichen Kalksubstanz kehren daher in diesen cenomanen Bildungen in genau der gleichen Form wieder, wie in den liassischen Kieselkalken und in den Flyschkieselkalken und Kalkhornsteinen.

Nördlich der Straße von Schloß Linderhof nach Oberammergau besitzen die cenomanen Kieselkalke eine große Verbreitung und ganz erhebliche Mächtigkeiten und bilden steile Wände. Der Steig von Graswang zum Sonnenberg führt bis zum Punkt 1249 und über denselben hinaus durch die nördlich einfallenden kieseligen Cenomanschichten, nur in den unteren Teilen des Gehänges wurden klastische Einlagerungen aus feinen und groben kalkalpinen Geröllen beobachtet. Die braunen Hornsteine wittern zumeist heraus und dadurch erhält das Gestein oft ein sehr brecciöses Aussehen.

Dieselben, aus kalkalpinen Komponenten zusammengesetzten Konglomerate wie im Dreisäulergraben beobachtet man wieder, hohe Felsen bildend, am Wege zwischen Dreisäulerkopf und Hennenkopf. Am östlichen Dreisäulerkopf mit roter Färbung. Am Wege zum Jagdhaus am Brunnenkopf finden sich außer den Konglomeraten auch weiche sandige Mergel mit etlichen härteren Bänken. In den Konglomeraten sind alle Korngrößen von 1 m dicken Blöcken bis zu feinem Grus wirr durcheinandergemischt. Neben den vorherrschenden Trias- und Juragesteinen sind vielfach auch Gerölle aus braunen Hornsteinen vertreten, die den cenomanen kieseligen Kalken und Kalkhornsteinen gleichen und darauf hindeuten, daß diese letzteren während der Cenomanperiode erodiert wurden.

Abweichend von den cenomanen Konglomeraten der Kampenwand und des Hochfelln, die ganz vorwiegend exotische Komponenten enthalten, wurde hier also lediglich ein kalkalpiner Geröllbestand beobachtet. Auch von Söhle werden die typischen exotischen Cenomangerölle nicht erwähnt. Nur mit Quarzen gespickte Konglomerate könnten auf ortsfremde Einschwemmungen hindeuten[14]). Ebenso sind aus dem Herzogstand, Labergebirge und den Hohen-

[14]) Söhle: Das Ammergebirge. Geogn. Jahresh. XI. 1898. S. 17 u. 18.

schwangauer Alpen die exotischen Cenomangerölle bisher nicht bekannt geworden. Dagegen finden sich nach AMPFERER in den Vilser Alpen wiederum cenomane Kreideschiefer mit bunten, exotischen Geröllen[15]). Ähnliche Gerölle kommen nach ROTHPLETZ in sandigen Schiefergesteinen vor, die am Fuße des Schattschroffen und der Rothfluh den Aptychenschichten direkt auflagern[16]). Nach REISER[17]) sind in den Pfrontener Bergen außer den lediglich aus einheimischen Gesteinen bestehenden cenomanen Breccien und Konglomeraten auch solche vorhanden, denen abgerundete Rollstücke (Quarzporphyre usw.) unbekannter Herkunft beigemischt liegen, ähnlich denen, die AMPFERER und OHNESORGE aus dem Allgäu beschreiben (Jahrb. d. Reichsanst., 1909, Bd. 59, S. 310, s. o.). — —

Die Untersuchung der in den bayerischen Flysch- und Cenomanablagerungen aufgefundenen exotischen Gerölle führt naturgemäß zu einem Vergleich derselben mit den exotischen Geröllen der Gosau, die in großen Mengen und in weiter Verbreitung in den tiefer im Alpengebiet gelegenen Gosauablagerungen enthalten sind. Im Gegensatz zu den noch sehr in den Anfängen stehenden Kenntnissen des Cenomans der Bayerischen Alpen, liegen von den Gosaubildungen der österreichischen Gebiete bereits sehr genaue Untersuchungen vor und vor allem auch exakte petrographische Beschreibungen ihrer exotischen Gerölle[18]). Die

---

[15]) AMPFERER: Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verh. d. Geol. Staatsanst. 1921, S. 119.

[16]) ROTHPLETZ: Geol.-paläont. Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica XXXIII, S. 45.

[17]) REISER: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geogn. Jahresh. XXXIII, XXXV u. XXXVI. 1920. 1922 u. 1923. S. 151 u. 152.

[18]) U. a. AMPFERER und OHNESORGE: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der Tiroler Nordalpen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1909. **59.** 2. Heft.

AMPFERER: Über die Gosau des Muttekopfs. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1912. **62.** 2. Heft.

AMPFERER: Vorläufigen Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl., Abt. I. **125.** H. 3 u. 4. Wien 1916.

SANDER: Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1917. S. 138.

AMPFERER: Geol. Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen.

schon bei einer vorläufigen Durchsicht erkannten Übereinstimmungen (Centralbl. 1922, S. 398, 399) treten bei genaueren Vergleichen nur noch deutlicher in die Erscheinung. Lediglich in den niederösterreichischen Gosauvorkommen finden sich einige abweichende Gerölltypen, die auch aus den westlichen Gosausedimenten nicht erwähnt werden (Amphibolite, Granatamphibolite). (Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. **96**, 1918, S. 54, 55.)

In der von Ampferer und Ohnesorge gegebenen Zusammenstellung der exotischen Gerölle aus der Gosau der Tiroler Nordalpen (Jahrb. d. Reichsanst. 1909, Bd. 59, 2. Heft) sind ebenso wie in den bayerischen Cenoman- und Flyschablagerungen Quarzporphyre und Felsitporphyre hauptsächlich vorhanden, während Granite und Porphyrite spärlicher vorkommen (S. 322). Auch Diabasporphyrite und Diabase kehren unter den beschriebenen Gosaugesteinstypen wieder und unschwer sind auch die feldspatreichen Sandsteine und die aus Quarz und Quarzit bestehenden Konglomerate wiederzuerkennen (S. 327—330). Turmalin wurde in den bayerischen Gesteinen bisher nicht nachgewiesen.

Die genauen petrographischen Untersuchungen der Gosaugerölle führten zu einer Identifizierung derselben mit Gesteinen der Grauwackenzone, während Gerölle aus den Zentralmassiven und deren Schieferhüllen völlig fehlen. In den vorwiegend aus benachbartem, kalkalpinem Material bestehenden Breccien und Konglomeraten der Gosauinsel des Muttekopfes in den Lechtaler Alpen, die auch Verrucano- und Buntsandsteingesteine enthalten, sind ebenfalls mehr oder minder reichlich, größtenteils gerundete und ausgelesene exotische Gerölle eingestreut, die sich nach den Untersuchungen von Ohnesorge auch als typische Glieder einer paläozoischen Grauwackenzone enthüllten (S. 294). Unter denselben trifft man die z. T. glimmerführenden, aus Quarz-Feldspatkörnchen bestehenden Gesteine wieder, sowie die besonders typischen Quarzporphyre (S. 295, 296). Hier werden auch, möglicherweise silurische, schwarze

---

Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. **96**. Wien 1918.

Ampferer: Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. 1920. S. 1.

Ampferer: Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- u. Thierseetales in Tirol. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. 1921. S. 149.

Kieselschiefer erwähnt (S. 294, 296), die im Flysch des Dampfgrabens bei Bergen gefunden wurden (S. 162).

Die paläozoischen Gerölle der Brandenberger Gosau sind jedoch infolge weiterer Verfrachtung viel vollkommener abgeschliffen, als die einer höheren Deckeneinheit angehörigen der Muttekopfgosau, welche oft weichere, schiefrige, schlechter abgerollte Gesteine enthält (S. 307), die einem im Süden der Gosauinsel gelegenen, durch tektonische Ereignisse verschwundenen, vorgosauisch intensiv durchgearbeiteten (Verh. d. Reichsanst. 1917, S. 140) Grauwackengebiet entstammen.

Naturgemäß tritt diese strengere Auslese bei den weiteren Transportwegen der bayerischen exotischen Gerölle noch mehr in die Erscheinung.

Besondere Aufmerksamkeit hat Sander bei einer genaueren Durchsicht der Gosaugerölle den Gefügebewegungen derselben zugewandt, die auf örtlich sehr verschieden starke vorgosauische Bewegungen in den paläozoischen Gebieten hinweisen (Verh. d. Reichsanst. 1917, S. 138—142). Wie schon erwähnt, konnte in den Dünnschliffen der Gerölle aus den verschiedenen Cenoman- und Flyschvorkommen bisher lediglich bei sämtlichen Quarzquarzitkonglomeraten starke tektonische Durchbewegung festgestellt werden. Außerdem zeigten einige Granitaplite mehr oder minder hervortretende Beanspruchungen durch Gebirgsdruck, während sich die untersuchten Quarz- und Felsitporphyre, sowie auch die Porphyrite, Diabase und Arkosen in allen Fundorten als mechanisch unversehrt erwiesen.

Außerordentlich ausgeprägt ist der Gegensatz zwischen den oberkretazischen und den glazialen Geröllgesellschaften. Die Zentralalpinen Gerölle der glazialen Ablagerungen sucht man in der Gosau vergeblich, vielmehr müssen alle exotischen Gerölle aus der paläozoischen Unterlage der Kalkalpenzone hergeleitet werden, in deren Bereich auch an bedeutenderen vorgosauischen Bewegungszonen aus der Tiefe mitgerissene paläozoische, exotische Schubschollen des Untergrundes auftreten können, aus deren Zerstörung exotische Gerölle entstanden (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl., Abt. 1. **125**. H. 3 u. 4. 1916. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. **96**. 1918).

Somit bilden die unter den Kalkalpen gelegenen, an deren Südrand hervortretenden

Grauwackengesteine das Ursprungsgebiet auch für die geschilderten Cenomangerölle sowie für die gleichartigen, durch Umlagerung des Cenomans in die Konglomerate am südlichen Saum der Kieselkalkgruppe gelangten exotischen Gerölle, deren Zufuhrwege in nachcenomaner Zeit der Erosion anheimfielen. — —

In der Kieselkalkgruppe finden sich alle Übergänge, von kalkig-kieseligen Sedimenten mit Foraminiferenschalen und Spongiennadeln bis zu Bildungen aus mehr oder minder feinem Detritus, die zumeist in ununterbrochener, durch ständige Niveauschwankungen entstandener Folge miteinander wechsellagern. Das Studium der südlichen Randfazies hat gelehrt, daß viel alpines Material in das Kieselkalkmeer gelangte, jedoch nicht etwa durch große Ströme mit weiten Einzugsgebieten, sondern durch kurze Flußläufe und Brandung wurden periodische Folgen von grobem Material und feindetritogenen Ablagerungen übereinandergeschichtet. Auch kieselig-kalkige Bildungen schalten sich ein, die jedoch in diesem Brandungsbereich mehr zurücktreten. Der mit den groben alpinen Bestandteilen, deren Natur noch erkennbar ist, dem Kieselkalkmeer zugeführte feine Detritus wurde oft weiter hinausgespült, wie die vielfach in der Kieselkalkgruppe eingelagerten feinkörnigen Kalkbreccien andeuten. Abgesehen von dem in großen Massen eingeschwemmten Mergelschlick, können auch die in mehr oder minder großen Mengen in den Kieselkalken enthaltenen Quarzkörner z. T. mit cenomanen Sandsteinen in Zusammenhang gebracht werden, insbesondere in der südlichen Randfazies, wo dieselben in großer Anhäufung mit groben und feinen Gesteinen der Trias- und Juraformation sowie den aus cenomaner Überdeckung stammenden exotischen Geröllen vermischt sind.

Anders liegen die Herkunftsmöglichkeiten für die weichen Phyllite, Talkschiefer und Chloritschiefer der Kieselkalkgruppe von Bernau sowie ähnlichen Beimengungen in den obersten Nummuliten führenden Teilen der Kieselkalkgruppe bei Schliersee und an der Halbammer, die nicht aus ostalpinem Cenoman hergeleitet werden können, da sie diesem fehlen, sondern vielmehr auf eine nördliche Küste aus vormesozoischen Gesteinen verweisen, die ebensowohl klastisches Material für das Kieselkalkmeer lieferte.

Nach küstennahen Gesteinsfazies suchen wir jedoch am nördlichen Saum des Flysches vergeblich, da dieser im weitesten Umfang der Erosion im Obermiocän anheimgefallen ist. (Centralbl. 1922, S. 406 u. 407.)

Während der Ablagerung der Sandsteingruppe traten wesentliche Aenderungen in bezug auf die Sedimentbildung ein. Sichere Anzeichen für Einschwemmungen aus den Kalkalpen und deren kretazischen Überdeckungen fehlen. Nirgends zeigen die Sandsteine randliche Konglomeratbildungen, die auf Beziehungen oder Zusammenhänge mit den Kalkalpen hindeuten. Vielleicht haben die Sandsteine gar nicht bis an den Alpenkörper herangereicht, sondern wurden bereits in Wannen der älteren Flyscheinheit abgelagert. Die organogenen Bestandteile der Kieselkalkgruppe fehlen, vielmehr sind die Gesteine der Sandsteingruppe ausschließlich als klastische Bildungen anzusehen, die sich mit großer Einförmigkeit vornehmlich aus Quarzkörnern und Glimmerschuppen (meist Muskovit, seltener Biotit) aufbauen mit ziemlich gleichbleibenden Mischungs- und Größenverhältnissen. Nur zuweilen zeigen Gesteine mit zurücktretendem Glimmergehalt Quarze bis zur Nußgröße.

Mergel sind besonders in den tieferen Teilen der Gesteinsgruppe mehr oder minder mächtig eingeschaltet, jedoch auch zumeist stark glimmerführend. Hervortretend ist in der jüngeren Abteilung des Flysches besonders der hohe Gehalt an Glimmer, der einen ganz wesentlichen Gemengteil der Gesteine ausmacht und dessen Ursprungsgebiet nicht in den Alpen liegen kann.

Die mächtigen Anhäufungen von Quarz und Glimmer deuten eher auf Zerstörung von nördlich vorgelagertem Festland hin, das als eine Emporragung der kalkalpinen Unterlage zwischen der Flyschvortiefe und dem nördlicher gelegenen helvetischen Ablagerungsbereich eingeschaltet war und das zum Ursprungsgebiet der klastischen Massen, welche die Sandsteingruppe aufbauen, wurde und daher während der jüngeren Flyschperiode eine viel größere Ausdehnung angenommen haben muß. Am Ausgang der Kieselkalkperiode entstanden stellenweise Heraushebungen und Verlandungen. Die häufig im Grenzbereich beider Flyscheinheiten auftretenden bis an den Nordrand des Flysches vordringenden Kalkbreccien und besonders die groben Gerölle aus Cenoman und Juragesteinen in den oberen Nummuliten führenden Teilen der Kieselkalkgruppe an der Halbammer zeigen, daß kalk-

alpines Material durch Flußläufe weit nach Norden verfrachtet wurde. In ausgedehnten Gebieten wurden — zuweilen mit den Kieselkalkgesteinen noch abwechselnd — die roten und grünen Letten mit eingeschalteten Kalken und Kalkhornsteinen sedimentiert. An anderen Stellen greifen glimmerreiche Sandstein- und Kieselkalkbildungen ineinander und führen zu ziemlich mächtigen Wechsellagerungen beider Gesteinsgruppen. Zur Zeit der Sandsteinperiode fand wieder Überflutung statt. Die Vortiefe bildete jedoch während dieser jüngeren Flyschperiode eine sehr viel seichtere Rinne, die aus nördlich emporgestiegenem, vindelizischem Festland bei allmählichem Tiefersinken zugeschüttet wurde.

Auch für die Zeit vor der Flyschablagerung finden sich Anzeichen, daß die Unterlage der kalkalpinen Sedimente am Nordrand des ostalpinen Ablagerungsbereiches von der Erosion ergriffen wurde. Das Auftreten von kristallinen Gesteinen (Phylliten, Graniten) und auch Tonschiefern, Grauwacken, Arkosen, Quarziten[19]) zusammen mit kalkalpinen Bildungen als Komponenten von Breccien, die als Schubfetzen und Schubsplitter am Überschiebungskontakt des Flysches gegen die im tektonisch Liegenden befindlichen helvetischen Schichten erscheinen und als mitgeschleifte Teile des ursprünglichen, durch Erosionswirkung unebenen Flyschuntergrundes aufgefaßt werden, zeigen an, daß nur eine dünne Schicht als nördlicher Ausläufer ostalpinen Meso-

[19]) Bestimmte Anhaltspunkte für die Beschaffenheit des Untergrundes der Kalkalpen beruhen lediglich auf den in den Schubfetzen an der Flyschüberschiebung enthaltenen vormesozoischen Gesteinen, sowie den von Norden ins Flyschmeer hineingetragenen größeren Gemengteilen der Flyschsedimente. Der bei weitem größte Prozentsatz aller dieser Gesteine wird von schwach metamorphen, oder auch nicht metamorphen meist dunklen Schiefergesteinen gebildet mit wenig charakteristischen Merkmalen, aber dazu gesellen sich neben Graniten, Quarziten und Kieselschiefern noch Arkosen und Grauwacken, außerdem wurden neuerdings in den Dürnbachbreccien mehrere eckige und kantige Brocken von Quarzporphyr und Porphyrit nachgewiesen. Auch in dem Konglomerat an der Halbammer fand sich ein kantiger Brocken von Diabasporphyrit, der kaum aus dem Cenoman des Hinterlandes stammen kann, da hier bisher keine Exotika beobachtet wurden.

Vielleicht bringen uns die weiteren Forschungen noch Ergänzungen in bezug auf die Frage, inwieweit die Gesteine der am Südrand der Kalkalpen erscheinenden paläozoischen Unterlage mit den durch Deckenüberschiebung verhüllten am Nordrand übereinstimmen.

zoikums den vindelizischen Sockel noch überdeckte, so daß durch Tiefergreifen der Erosion kalkalpine Gesteine und Gesteine des Untergrundes der Kalkalpen miteinander vermischt werden konnten.

Die Annahme, in den Schubfetzen Reste einer dem lepontinischen System angehörigen selbständigen Decke (rätische Decke) zu erblicken, wurde schon früher abgelehnt (Geognost. Jahreshefte 1920, XXXIII. Jahrg., S. 20). Neuerdings ist dieser Gedanke von RICHTER jedoch wieder aufgegriffen (Centralbl. f. Min. 1922, S. 254).

Der Beweis für die Vereinigung der Schubsplitter mit Gesteinen des Tauerngebietes zu einer Decke, als deren nördlichste durch starke Drucküberlastung völlig laminierte Apophysen dieselben anzusehen wären, würde sich lediglich auf die einen wesentlichen Bestandteil der Breccien bildenden mesozoischen Diabase gründen, die im zentralalpinen Mesozoikum reichlich vorkommen, im ostalpinen Faziesbereich jedoch nur spärliche Äquivalente finden, während andere Anhaltspunkte für eine solche Auffassung in den Komponenten der Breccien bisher nicht angetroffen wurden. Die Anzeichen sind daher zu gering, um derartig weitgehende Schlußfolgerungen zu rechtfertigen. Der Nordrand der ostalpinen Geosynklinale ist eben im jüngeren Mesozoikum der Schauplatz ausgedehnter vulkanischer Tätigkeit gewesen, da die Diabas führenden Breccien nicht nur bei Tegernsee und Schliersee und am Nordabhang vom Wendelstein, sondern auch bei Siegsdorf südlich von Traunstein auftreten und dort offenbar eine große Verbreitung besitzen.

Die beiden Ansichten stehen sich insofern doch nahe, als Flysch und Helvetikum als zwei stratigraphisch und tektonisch verschiedene Einheiten aufgefaßt werden, die durch Überschiebung übereinandergelegt wurden. Nach beiden Deutungen bilden die Breccien und Blöcke an der Überschiebungsfläche, Schubsplitter, die nach der einen Auffassung aus dem autochthonen Untergrunde des Flysches hergeleitet werden, im anderen Fall aus großer Ferne und eigenem Wurzelgebiet.

Diesen Vorstellungen stehen nun die Darlegungen von O. M. REIS gegenüber, der die geologischen Verhältnisse im voralpinen Gebiet in wesentlich anderer Weise erklärt[20].

---

[20]) I. Teil. Geogn. Jahresh. XXXIII. 1920, u. II. Teil. XXXIV. 1921.

Zwei nebeneinanderliegende Ablagerungsbecken mit teilweise gleichaltrigen, jedoch verschiedenartigen Sedimentationsfüllungen werden ebenfalls angenommen. In einem südlichen subalpinen Becken kamen zur oberen Kreidezeit Seewenschichten und Nierentaler zum Absatz. Diese den Alpen angelagerte Kreide wurde zur Obersenonzeit emporgehoben, verseichtet, trockengelegt und abgetragen (I. Teil S. 214). Als ein Vorbote dieser Trockenlegung fanden Einschwemmungen aus den Tauern statt, die infolge höheren Gefälls durch eine quere Senke durch murenartiges Gleiten von Schutt einem Meere zugeführt wurden, in dem die Nierentalmergel in einer Bucht der alpinen Küste sich bildeten (I. Teil S. 209, 213; II. Teil S. 238). So entstanden im Gebiet von Bergen und Teißendorf vorwiegend aus Phylliten und Tonschiefern zusammengesetzte Breccien als konkordante Einschaltungen in den oberen Nierentalschichten. Viele Sandsteinbildungen in den oberen Nierentalern, die früher für eingefalteten untereocänen Grenzsandstein gehalten wurden, werden jetzt als konkordante Einlagerungen angesehen, die zeitlich den Tonschiefer- und Phyllitbreccien gleichstehen (I. Teil S. 209).

In dem nördlichen oder vindelizischen Becken fand keine Trockenlegung zur Oberen Kreide statt, vielmehr vertiefte sich dieses während dieser Zeit und es wurden in gleichmäßiger Schichtfolge bei Bergen und Teißendorf noch Pattenauer und Gerhardsreuter Schichten sedimentiert, bei Heilbrunn und Tölz sowie Marienstein außerdem noch Stallauer Grünsandstein als oberkretazische Bildungen, die ebensowohl wie Hachauer und Oberstdorfer Sandsteine als vindelizische Kreide dem südlichen Becken fehlen.

Noch zur Oberen Kreidezeit senkte sich das südliche Becken wieder und auf den Nierentalern kam der Kieselkalkflysch zur Ablagerung, der ebenfalls noch der Oberen Kreide angehört, und auf dem Kieselkalkflysch bildete sich der Sandsteinflysch, der bereits eocänes Alter besitzt (I. Teil S. 214 u. 219). Die rote Färbung der Tone an der Obergrenze der Flyschkalke mit eingeschalteten Kalkbänkchen läßt vielleicht auf eine Unterbrechung schließen (II. Teil S. 238). Als eine eigene Fazies vom Sandsteinflysch werden die zwischen Teißendorf und Achtal gelegenen Achtaler Sandsteine betrachtet, die früher für eine Sandsteinfazies des Fukoidenflysches gehalten wurden (I. Teil S. 215, 216 u. 218).

Im nördlichen vindelizischen Becken fehlen Flyschbildungen vollständig, vielmehr lagert über der vindelizischen Oberkreide stark faziell differenziertes Eocän. Der Flyschsandstein ist etwa den tieferen Schichten des Eocäns, dem Grenzsandstein, gleichzustellen, während zur Ablagerungszeit der Adelholzner Schichten und der obereocänen Stockletten mit den Einschaltungen von Granitmarmor der Boden der Flyschmulde sich schon großenteils aus dem Meere emporgehoben hat (II. Teil S. 238).

Nach dieser Auffassung liegt der Flysch auf dem südlich von Gmund am Tegernsee beginnenden Kreidezug, der gegen Osten in das Flyschgebiet eindringt, bei Schliersee unter den Flysch eintaucht und im Leitzachtal mit Pattenauern und senonem Grünsand wieder erscheint, nicht als überschobene Decke, sondern der Flysch wurde direkt auf der Kreide nach vorhergegangener Trockenlegung und Erosion in transgressiver Lagerung sedimentiert.

Nun zeigt die genaue Spezialkartierung besonders im westlichen Schlierseegebiet, daß nirgends eine normale Anlagerung des Flysches an die Kreide vorhanden ist, da ja verschiedenaltrige Stufen der Kreide dauernd sowohl mit Sandstein- als auch mit Kieselkalkflysch in Berührung treten. Die Kreide ist daher gegen den Flysch im Norden und im Süden von Störungen begrenzt und das Überkreuzen der bogenförmigen, aus eng zusammengepreßten und gestörten Schichten bestehenden Kreideaufwölbung durch die breiten gleichförmigen Flyschfalten läßt nur die Deutung dieser Grenzen als steile Überschiebungskontakte zu. Die Kreide bei Schliersee findet sich an der Grenze der beiden Flyscheinheiten. Die Vorkommen südöstlich von Schliersee, sowie dasjenige im Leitzachtal sind an Sandsteinflysch geknüpft und die kleinen Ausbisse nördlich vom Schliersberg liegen im Sandstein oder in der Nähe der Grenze, so daß auch durch die Lagerungsverhältnisse im östlichen Schlierseegebiet keinerlei Beweise für eine Sedimentation vom Kieselkalkflysch auf Oberer Kreide erbracht werden können.

Bei der Annahme einer nicht tektonischen Überlagerung des Helvetikums durch den Flysch bleiben die fremdartigen, zum Teil vormesozoischen, zum Teil kalkalpinen, stets Diabas führenden, an der Basis vom Flysch auftretenden Gesteinsschollen unerklärt. Die stratigraphische Verknüpfung dieser Vorkommen mit irgend

einem Glied der Kreide oder des Flysches ist deshalb schon unmöglich, da dieselben Gesteine in ihrer bestimmten Eigenart sowohl am Kontakt von Sandstein- als auch Kieselkalkflysch mit den verschiedensten Kreidehorizonten sowie mit der Molasse auftreten, außerdem die sicheren Anzeichen starker Druckbelastung tragen und aus diesen Gründen nur durch tektonische Verfrachtung an der Überschiebungsbahn des Flysches erklärt werden können.

Einen nicht zu vernachlässigenden Nachweis für die Überschiebung des Flysches liefern auch die im obermiocänen Flinz an dessen südlichem Saum eingelagerten Konglomerate im Vorland der Alpen. Die im vorigen Frühjahr am Taubenberg, im Mangfalltal und im Gebiete südlich von Bruckmühl ausgeführten Untersuchungen zeigten, daß dieselben sowohl in bezug auf die Gesteinstypen als auch in bezug auf das Mischungsverhältnis völlig den Vorkommen westlich der Isar gleichen (Centralbl. 1922, S. 402—405). Harte, abgerollte und ausgelesene voralpine Gesteine setzen dieselben im wesentlichen zusammen. Etliche kalkalpine Komponenten sind daruntergemischt und einiges grobes und feines Quarzmaterial. Unter den voralpinen Gesteinen finden sich außer dem vorwaltendem Flyschmaterial wiederum reichlich solche des Helvetikums, vornehmlich die gut kenntlichen Gaultgesteine und auch überall eocäner Nummulitenkalk. Dieser Geröllbestand zeigt, daß die gehobenen und eng gefalteten Schichten des helvetischen Beckens von Flyschbedeckung frei, jedoch gleichzeitig mit der vorwärts und aufwärts dringenden, die Kreide allmählich überwältigenden, in breite Falten gelegten Flyschmasse erodiert werden mußten.

Nicht eine einzelne Tatsache, sondern verschiedene Beweismomente verdichten sich zu der Überzeugung, daß ein nördlicher Ablagerungsbereich des Helvetikums bestand und ein südlicher für das Flyschmeer, das an den Kalkalpen brandete und dessen Ablagerungen im Obermiocän auf südlich absteigender, welliger Schubbahn über die helvetischen Sedimente hinüberwanderten und mit stark verstümmeltem Stirnrand am Südrand der Molasse und stellenweise auch südlich desselben zum Stillstand kamen.

Nirgends finden sich in der helvetischen Oberkreide Anzeichen, die auf eine Anlagerung derselben an die Kalkalpen hindeuten (Nachträge I. S. 214), während der Kiesel-

kalkflysch auf weite Strecken eine ausgesprochene, am Kalkalpenrand sedimentierte Randfazies besitzt. Das Fehlen der jüngsten Kreideschichten und des Eocäns über der im Flyschbereich auftretenden Oberkreide kann durch Heraushebung südlicher Teile der helvetischen Sedimente und auch durch Aberosion erklärt werden, da die vielen Eocängerölle im Obermiocän auf eine größere Verbreitung dieser Schichten vor der Überschiebung gerade zwischen dem Tegernsee und dem Inn schließen lassen.

Eine Trennung der Schichten des Helvetikums in zwei auseinanderliegende Sedimentationsräume wird nicht notwendig. Die stark differenzierten Ablagerungen im helvetischen Becken stehen vielmehr dem Flysch als stratigraphisch und tektonisch selbständige Einheit gegenüber. Nur teilweise entsprechen sich beide Schichtgruppen in bezug auf ihr Alter, da die zugänglichen helvetischen Schichten bereits mit dem Aptien beginnen und unter Ausschaltung vom Cenoman bis in das Obereocän reichen, während der Flyschkieselkalk lediglich der Obersten Kreide angehört und jünger ist als die Cenomanüberdeckung der Kalkalpen. Ein etwas höheres, vielleicht dem Cenoman gleichstehendes Alter ist für die vom Flysch mitgeschleiften Breccien anzunehmen. Die Nummulitenfunde haben bewiesen, daß der Sandsteinflysch ein geringeres Alter hat als die Kreide. Ob derselbe das gesamte Untere, Mittlere und Obere Eocän vom Helvetikum vertritt oder wahrscheinlicher nur die tieferen Teile (Nachträge, II. Teil S. 238), bleibt vorläufig unsicher.

Tonschiefer- und Phyllitbreccien als konkordante Einlagerungen in den oberkretazischen helvetischen Schichten, wie sie von Reis aus dem Teißendorfer Gebiet mehrfach beschrieben werden, wurden bisher am Tegernsee und Schliersee nicht beobachtet. Indessen muß hervorgehoben werden, daß das ganz isoliert liegende schöne Profil im Graben von Eschbannhausen keinerlei Kontakte mit anderen Schichten erkennen läßt, jedoch sehr an die Flyschkonglomerate erinnert mit seinem dauernden Wechsel von kalkigen Sandsteinen, geröllführenden Sandsteinen und Mergeln, sowie groben Konglomeratbänken. Auch die typischen, stark abgerollten Leitgesteine der Flyschkonglomerate, Felsitporphyre, Quarzporphyre, aplitische Granite usw. (II. Teil S. 208), die auf einen Ursprung aus der Grauwackenzone hindeuten, sind vorhanden, vermengt mit kalk-

alpinen Komponenten (in einem Schliff fand sich ein Brocken mit *Calpionella alpina*). Dazu gesellen sich weiche Phyllite und Tonschiefer wie in den Flyschbreccien bei Bernau und an der Halbammer. Die exotischen, harten Einschlüsse stimmen mit denjenigen des Cenomans überein und müssen aus diesen Schichten hergeleitet werden. Dagegen ist es schwer, den Ursprung der weichen Phyllite und Tonschiefer in das Alpengebiet zu verlegen, da sich sowohl in der cenomanen als auch in der Gosauüberdeckung bis tief ins kalkalpine Gebiet hinein nur ganz harte, ausgelesene exotische Komponenten der paläozoischen Unterlage der Kalkalpen und nicht des zentralen Alpengebiets (Tauern) vorfinden (II. Teil S. 210).

[Manuskript eingegangen am 15. März 1923.]

Nachtrag.

Auch im Pfrontener Flyschgebiet zwischen Vils und Wertach zeigen sich nochmals Flyschsedimente in derselben Entwicklung wie am Alpenrande von der Halbammer bis zur Salzach. Die beiden Gruppen des Flysches, eine aus dickbankigen Glimmersandsteinen bestehende Sandsteingruppe und eine aus einer ununterbrochenen Folge von harten plattigen Kieselkalkbänken und weichen schiefrigen Mergellagen aufgebaute Kieselkalkgruppe, zeigen der tiefe Grabeneinschnitt des Höllbaches am Südabhang des Edelsberges. Im Scheidbach und Röhrmoosbach östlich von Jungholz sind die Schichten der Kieselkalkgruppe entblößt, zumeist mit derselben Spitzfaltung und Zerknitterung wie dieselbe im oberbayerischen Kieselkalkflysch häufig zu beobachten ist. Im Wertachtal beim Sägewerk Pfeiferer stehen im Bachbett wiederum die dickbankigen Glimmersandsteine an, die sich ebensowohl auf den Wiesen südlich von Jungholz bei der Zahl 1114 vorfinden, während der Zimmerholzbach gerade auf der Grenze der beiden Flyscheinheiten eingeschnitten ist. Mehrfach ist in diesem Graben die Aneinanderlagerung von Sandsteinen und dünnplattigen Kieselkalken mit Mergelzwischenlagen in den lokal gefalteten Schichten zu sehen. Die roten Letten oder die brecciösen und konglomeratischen Lagen, welche die Grenze der beiden Flyscheinheiten im oberbayerischen Gebiet kenn-

zeichnen, wurden jedoch weder im Zimmerholzbach noch im Höllbach beobachtet.

Die Aneinandergrenzung von kalkalpinem Gebiet und Flyschgesteinen ist im rechten Arm des oberen Riesenbaches im Norden des Tatzenriesköpfels aufgeschlossen. Südlich dieses Grabenastes liegt oberhalb von dem Wege, der auf der 1200-m-Kurve verläuft, eine mächtige Entblößung von südlich geneigten cenomanen Mergeln, in denen feste sandige Lagen sowie grobe und feine Breccienbänke eingeschaltet sind. Der rechte Grabenrand wird jedoch von hellen Geflechten, von splittrig brechenden, mit hellgrauen Mergeln wechsellagernden Kalken aufgebaut, die dem Lias zugerechnet werden müssen und mit ebenfalls südlichem Einfallen die Cenomanablagerungen unterteufen. Am linken Grabenrand beginnen die Flyschablagerungen, die hier an ihrem südlichen an die Kalkalpen grenzenden Rande dieselben Konglomeratbildungen zeigen wie bei Tegernsee, Schliersee und südlich von Traunstein. — Die festen Konglomeratbänke treten in einzelnen Vorkommen am Wege sowie oberhalb des Weges aus und ziehen sich noch ein Stück weit unterhalb des Weges hin, so daß dieselben einen geschlossenen, nur wenige Meter breiten Zug bilden. Unterhalb vom Wege liegt ein etwas frischerer Aufschluß, der die feinkörnige Grundmasse mit den unregelmäßig eingestreuten gröberen Geröllen zeigt. Auch die typischen geröllführenden Mergel stellen sich ein, die fast allen Konglomeratvorkommen am südlichen Flyschrand eigentümlich sind und in der gleichen Ausbildung auch im ostalpinen Cenoman auftreten und gewisse Ähnlichkeit mit verbackenem Moränenmaterial besitzen. Die Gerölle haben im Durchschnitt die Größe von einem Taubenei, nur wenige erreichen einen Durchmesser von 10 cm und darüber. Kalkalpine und exotische Gerölle finden sich etwa in gleicher Menge vor. Unter den exotischen lassen sich unschwer genau dieselben Typen wiedererkennen, wie die aus den östlichen Gebieten beschriebenen. Vor allem finden sich die roten und grünen Quarzporphyre und Felsitporphyre und die grünen Diabase. Außerdem auch die eigentümlichen roten feinkörnigen Arkosen. Dazu gesellen sich weniger typische Sandsteine und Quarzite.

Die Untersuchung einiger Dünnschliffe von den aufgesammelten Geröllen führte zu folgenden Feststellungen: Quarzporphyr mit ziemlich dichter Grundmasse und einigen

stark zersetzten Feldspateinsprenglingen. — Melaphyr mit spilitischer Grundmasse, erzreich und chloritischer Zwischenmasse. Einige größere Einsprenglinge von dichtem Chlorit (wahrscheinlich früher Augit) und Mandeln, die ausgekleidet sind von einer äußeren Lage von dichtem Chlorit und einem Quarzkern. — Ophitisch stonierter grobkörniger Diabas mit stark serizitisierten (und karbonatisierten) Feldspäten und chloritischer Zwischenmasse. Stäbchen und Körner von in Leukoxen umgewandeltem Titaneisen. Quarz, vermutlich als Neubildung. — Arkose mit reichlichem Gehalt an serizitisierten Feldspäten und serizitischem Bindemittel. Spuren von Karbonaten und Chlorit. Imprägnation von Eisenhydroxyd. — Grober konglomeratischer Quarzsandstein. Grobe und feine Milchquarze und rote Quarzkörner. Reichliches serizitisches Bindemittel mit wenig kalzitischen Beimengungen. Einzelne Nester von Chloritschuppen. — Quarzsandstein. Hauptgemengteil Quarz z. T. kataklastisch. Chlorit und Serizit als Bindemittel. Vereinzelt Kalzit auf Rissen. — Roter eisenschüssiger, äußerst feinkörniger Sandstein, kalzitisch-ferritisches, stellenweise auch chloritisches Bindemittel. Beimengungen von Muskovitschuppen, Zirkonkörnern und Turmalin. — Quarzit aus feinen und groben Quarzkörnern. Serizitisch-quarzitisches Bindemittel. — Grüner Quarzit mit Kalzitkörnern. Die Quarzkörner sind durch Quarz miteinander verkittet, der in derselben optischen Orientierung weitergewachsen ist. Alte Quarze und Neubildungen von Quarz kataklastisch verändert.

(Manuskript eingegangen am 12. November 1923.)

7. Bemerkungen zur Bruch-Tektonik.

Von Herrn MAXIMILIAN WEBER.

(Mit 3 Textfiguren.)

München, den 19. Februar 1923.

I.

Die großen Grabensysteme zwischen Bruchrändern stehen, worauf ich in einer 1920 abgeschlossenen Arbeit hinwies (Z. Problem d. Grabenbildung, Diese Zeitschr. 1922), senkrecht oder parallel zu meist großen und langen Faltengebirgen, und demnach hatte ich Quer- und Längsgräben unterschieden. Daß daher die Druckrichtung, infolge welcher die Anlage der Grabenbrüche zunächst gegeben sein muß, nur parallel zu einer Bruchrichtung und damit senkrecht zur anderen in diesem orthogonalen[1]) Bruchsystem gewirkt haben könne, schien mir außer der Orientierung zu den betreffenden Faltengebirgen auch hervorzugehen aus der Verbesserung des DAUBRÉEschen Druckexperiments an Gesteinswürfeln durch A. FÖPPL. Dieser Forscher fügte ein Schmiermittel[2]) zwischen Gestein und Preßplatte, wodurch die Reibung sich verminderte und ein Zerfall in Prismen parallel der Druckrichtung sich einstellte, nicht wie sonst in diagonaler Klüftung parallel den Scherflächen vierseitige mit den Spitzen aufeinander senkrecht stehende Pyramiden sich bildeten.

In einer neuen Publikation (Ein Beitrag zum Kapitel Klüfte, Zentr. Bl. f. Min. 1922, S. 664) hat nun C. STIELER besonders auch auf Grund der Arbeiten von W. H. BUCHER (Journ. of Geol., 1920/21, Chicago) und anderer (siehe Literatur bei STIELER) die Orientierung der Druckrichtung zu

[1]) Ich gebrauche hier für derartige Orientierung der Brüche parallel und senkrecht zu einer bestimmten Druckrichtung die Bezeichnung orthogonal; im anderen Falle, wo die Druckrichtung unter 45° zu dem winkeligen Koordinatensystem gerichtet gewesen sein soll, heiße ich sie diagonal. Für letztere ist der Name HARTMANN-MOHRsche Linien und Flächen schon eingebürgert; wollte man erstere ebenfalls nach einem Forscher benennen, so müßte das der Entdecker sein, in diesem Falle wohl STANISLAS MEUNIER.

[2]) Ein solches ist auch in tektonischen Klüften wohl immer gegeben in Form von durchfeuchtetem Zerreibsel und Gangletten.

den Spalten besonders auch mit Rücksicht auf Laboratoriumsexperimente, dann aber auch auf ein bestimmtes geologisches Vorkommen diskutiert.

Was den von ihm (S. 668) ins Feld geführten Einwand KARMANS (Handw. Buch Nat. Wiss., III, S. 1023) betrifft, daß bei FÖPPLS Versuchen durch Eindringen von Schmiermittel (Stearin!) in die Gesteinsporen der Probekörper gesprengt werde, so ist dieses Gegenargument wohl kaum sehr schwerwiegend. FÖPPL hat nämlich seine Versuche so angelegt, daß er die Druckplatten der Maschine mit Stearin bestrich und zwischen diese Fettschicht und den Probekörper ein Blatt Papier legte. Nach Ausführung der Pressung zeigte weder die Gesteinsfläche eine Spur von Fett, noch ließ das Papier, auch wenn man es gegen das Licht hielt, die geringste Spur einer Durchlöcherung erkennen. Wie soll also das Gestein durch das Schmiermittel gesprengt worden sein?

Viel eher könnte betont werden, daß sich bei dem Preßversuch im Laboratorium die Preßplatte wie ein absolut starrer Körper dem immerhin etwas elastischen Gestein gegenüber verhält, eine Lage, die in der Natur an zwei sich drückenden Bruchrändern niemals gegeben sein kann, weil beide dieselben physikalischen Eigenschaften haben und also infolge der Pressung in gleichem Grade verändert und gebrochen werden (nach freundlicher Mitteilung des Herrn Prof. L. FÖPPL, dem auch hier gedankt sei).

Diese Einwände gegen FÖPPLS und meine Deutung sind also wohl zu theoretischer Natur, um gegenüber der auch von STIELER anerkannten Tatsache, daß in der Natur überwiegend zwei Kluftsysteme auftreten, von denen das eine der Streich-, das andere der Fallrichtung der Schichten folgt, einen besonderen Wert zu beanspruchen.

Daß Brüche entlang MOHRschen Diagonalflächen gelegentlich sehr schön vorkommen können, soll natürlich gar nicht bestritten werden. BUCHERS Beschreibung aus dem marinen Sandstein von Mine Fork, Kentucky, spricht zu deutlich, besonders auch wenn der Winkel der Brüche zueinander sich sehr merkbar von einem rechten entfernt. Aber dort scheint es sich wesentlich um Dehnung auf der Höhe eines flachen Sattels zu handeln, wobei die Dehnungsrichtung den stumpfen Winkel der Bruchlinien halbiert. Da nun bei Wechsellagerung von Gesteinslagen der Winkel der Diagonalbrüche bei Beanspruchung auf Zug

oder Druck stark weckselt[3]), kann auch ein unterlagerndes Schichtgestein, dessen Klüfte später nach oben durchschlagen, Komplikationen an der Oberfläche in Form von Durchschneidungsklüften in verschiedensten Winkeln erzeugen, wodurch ein normaler orthogonaler Habitus sehr gestört wird. So erklären sich vermutlich z. T. die abweichenden Muster („discorderly patterns") in der Arbeit von HOBBS.

Allerdings, die Erscheinungen, die STIELER bei Holzheim vorgefunden hat, möchte ich nicht ganz so deuten wie er. Für ihn sind Systeme 3 (N 61 O) und 4 (N 34 W), die also zusammen ungefähr 90° einschließen, zugeordnet dem System 2 (N 15 O), das deren Winkel halbiert. STIELER selbst ist aber zunächst im Zweifel, ob es sich bei den Systemen 3 und 4 um MOHRsche Flächen handle, vielmehr gibt er mit MARTIN SCHMIDT die Möglichkeit zu, daß Druck aus SO (das deckt sich mit meiner Auffassung: aus NW, nämlich vom kaledonischen Gebirge her) orthogonal gewirkt habe.

Ich meine aber, wenn man schon ein Laboratoriumsexperiment hier als Grundlage gelten lassen will, kann wenig Zweifel bestehen, daß es bei den Systemen 3 und 4 sich nicht um MOHRsche Flächen und Brüche handelt. Denn nicht, wie sich im Laboratorium ergibt, sind bei Holzheim die NW-Linien an Zahl (und Bedeutung?) gleich den NO-Linien; vielmehr betragen letztere nur etwa die Hälfte auf gleichen Flächeninhalt. Es ist aber anderenteils eine bekannte Tatsache, daß die herzynischen Brüche und Blätter viel zahlreicher und einander mehr genähert sind, als die variskischen.

Von Interesse ist, daß auch STIELER nach DEFFNER, HAAG und anderen bemerkt, daß die Systeme 3 und 4 nicht nur lokale Bedeutung haben, sondern sich ebenso im Frankenjura finden, und sich damit, wie ich glaube, als zusammengehörige orthogonale Systeme ausweisen, ganz analog den von HOBBS aus Nordamerika, Südnorwegen, Grönland, Tianschan, Südafrika und Mitteleuropa zusammengestellten, im ganzen herzynisch und variskisch liegenden Brüchen, denen er ein anderes rechtwinkeliges System von meridionaler und äquatorialer Richtung gegenüberstellt. Ferner ist von Bedeutung die Bemerkung STIELERS, daß die Klüftung auf seinen „möglicherweise" MOHRschen Linien der Systeme 3 und 4 auf horizontale Druckbeanspruch-

---

[3]) Denn jede Gesteinsart hat einen anderen Bruchwinkel.

ung zurückzuführen ist. Daß sein System 2 den Winkel von 3 und 4 gerade halbiert, halte ich nicht für zwingend dafür, daß man es mit einem zugeordneten System in seinem Sinn aufzufassen habe; ich glaube, es liegt hier einfach eine alpine Linie vor. Jedenfalls könnten Systeme 2 und 1 nicht etwa trotz ihres spitzen Winkels als koordiniert im Mohrschen Sinne betrachtet werden, denn die Zahl der Brüche nach System 1 ist wieder viel zu gering.

Nun hat außer Röhrer (Oberrh. Geol. Ver. 1922) auch Cloos in seinen verschiedenen Arbeiten (besonders: Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, Braunschweig 1921[4]) zur Deutung der nicht-orthogonalen Klüfte in Graniten reichlich den Vergleich mit diagonalen Mohrschen Flächen herangezogen. Gewiß könnte dabei in erster Linie an Dehnungserscheinungen gedacht werden in der Richtung senkrecht zu flachen Antiklinalen, die es ja infolge des Druckes des Magmas nach oben gibt. Dann müßten aber die Spalten nach unten auskeilen: das ist bis jetzt anscheinend noch nicht möglich gewesen zu beobachten. Aber besonders die Gangrosen, in denen Cloos Gesamtlänge und Richtung der diagonalen Gangfüllungen graphisch darstellt, sind geradezu charakterisiert durch ihre Unsymmetrie gegenüber der von ihm selbst postulierten hauptsächlichen Druckrichtung. Sie stellen gewissermaßen nur Schwankungsvariationen der Querklüfte dar in etwas abweichender Richtung und gegen jene an Zahl und Länge ungleich orientiert. Cloos selbst ist das nicht entgangen; er schreibt (Mechan. S. 27) unter Bezug auf die Abbildungen 17 und 18 in Mohrs Lehrbuch, II. Aufl., S. 214 (nicht S. 209!), daß auch an Probestücken aus Metall die von Hartmann und Mohr festgestellten Fließ-(hier also Bruch-)linien manchmal nicht gleichmäßig verteilt sind, daß insbesondere nicht überall beide Systeme verwirklicht sind und unter Ablösung der einen flächenweise oft nur die zweite Richtung herrschen könne. Aber mir scheint, Cloos hat die genannten Abbildungen nicht ganz richtig gedeutet: Denn allgemein zeigt sich in

---

[4]) Es sei hier erwähnt, daß auch schon Dale (U. S. A. Geol. Surv. Bullet. 484, 1911, S. 29—36) für die Granite von Neu-England zum Schlusse gekommen war, daß Schrumpfung bei der Abkühlung, also Temperaturveränderungen oder andere Formen von Verwitterung, höchstens eine sekundäre Rolle bei Bildung der Platten-(„sheet"-) struktur der Granite gespielt haben; der Hauptfaktor sei Horizontaldruck gewesen, wie er sonst in der Gegend sich finde (zit. nach Bucher, Journ. of Geol., Chicago, Bd. **29**, 1921, S. 23, 24.)

ihnen, daß beide Diagonalrichtungen der Fließrichtungen jederseits gleichmäßig entwickelt sind, daß die zu einem bestimmten System gehörigen Linien stets genau die gleiche Entfernung voneinander wahren, und daß gelegentliches Schwächerwerden des einen Systems der Fließlinien — nicht der Bruchlinien, denn diese können auch ohne erstere sich einstellen, an Gesteinen aber sind erstere niemals zu sehen — oder partielles Überspringen über die andere, mit ihrer Richtung gekreuzte, (so daß flechtwerkähnliche Bilder entstehen) ausschließlich nur auf Ungleichheit in der Behandlung der fein polierten Oberfläche der Metallkörper zurückzuführen ist, wie MOHR ausdrücklich hervorhebt.

Demnach glaube ich, daß auch hier die vergleichsweise Heranziehung der MOHRschen Figuren auf Abwege führt. Eine, wie ich meine, viel ungezwungenere Erklärung jener schief durchsetzenden Sprünge ergab sich mir beim Studium des bayerischen Pfahles. Die den Platten der Druckmaschine zu vergleichenden Randflächen der tektonischen Klüfte sind nämlich [illegible] niemals ganz eben (vgl. Fig. 1), worauf auch S[illegible]LER flüchtig hinweist. Wenn nun gar bei Bewegung sich mit einer Vertikalrichtung auch eine seitliche Tendenz kombiniert, wie das vielfach der Fall sein wird (vgl. meine Arbeit in der Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1922, S. 271, Fußnote), so wird nicht mehr flachbogige Vorstülpung der einen Bruchlippe der entsprechenden Rückwölbung an der anderen gegenüberstehen, sondern unter Bildung langer flacher Lücken (daher das stellenweise Klaffen der Spalten!) Vorsprung gegen Vorsprung schief sich pressen und es müssen ganz im Sinne einer orthogonalen Auffassung des Bruchsystems etwas anders orientierte Spalten sich herausbilden, senkrecht zu Tangenten, welche eben

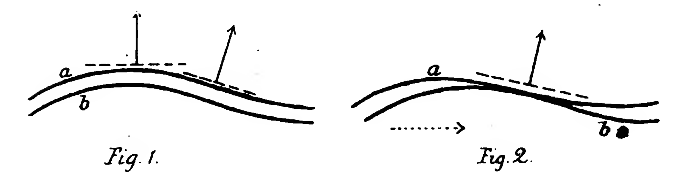


Fig. 1. Fig. 2.

infolge der schwachen Wölbung gegen die Hauptdruckrichtung etwas geneigt liegen müssen. Die beiden Abbildungen, Fig. 1 und 2, mögen dies erläutern.

So hat es nach allem den Anschein, als ob die Vergleichung mit HARTMANN-MOHRschen Linien zur Ableitung schiefer Bruchliniensysteme nicht das leiste, was man davon erhofft.

Viel aussichtsreicher schien mir darum in meiner Arbeit der Vergleich mit den Versuchen von FÖPPL und von MEUNIER, wo durch Nachlassen eines gespannten Kautschukbandes ein darauf erhärteter Paraffintropfen in drei Bruchsysteme zerlegt wird, die senkrecht wie Würfelflächen aufeinanderstehen, und wovon eines quer, wie die S-Klüfte von CLOOS, die beiden anderen parallel zur Druckrichtung orientiert sind, also wie Blätter und Überschiebungen. Daß der Druck an der Unterfläche der Paraffinmasse stärker wirkt, als oben, macht das Experiment noch brauchbarer zum Vergleich, besonders auch wenn man etwa im Sinne von SCHWINNER (Vulkanismus und Gebirgsbildung, Zeitschr. f. Vulkan. Bd. V.) annimmt, daß das eigentliche Movens die sekundären horizontalen Ausgleichsströmungen des plastischen Untergrundes wären, von denen die dünne starre Kruste nur passiv verfrachtet würde.

II.

Überblickt man auf einer geologisch-tektonischen Karte, wie sie z. B. von CLOOS (Gebirgsbau Schlesiens, 1922) herausgegeben wurde, die Faltungen und das Streichen der Schichten und auch die „granittektonischen" Elemente in zwischengelagerten Eruptiven, so sieht man im allgemeinen oft deutlich die Parallelität zu dem herzynisch-variskischen oder dem rheinischen Bruchsystem. Manchmal läßt sich bogenförmiges Umschwenken der einen Richtung in die andere erkennen, wie innerhalb des Lausitzer Granitmassivs, und das ist natürlich, wenn dies eine primäre Erscheinung ist, Anzeichen für Änderung der Druckrichtung in jener Gegend.

Aber woher kam jeweils der Druck? Rein schematisch ist die Frage leicht gelöst, wenn man einfach sagt, die Druckrichtung muß senkrecht zur daraus sich ergebenden Schieferungsrichtung gestanden haben. Sieht man aber genauer zu, oder faßt man etwa auch Experimente ins Auge, wie sie DAUBRÉE (Deutsche Ausgabe von GURLT, S. 311) ausführte, so erkennt man leicht, daß die Schieferung und vielfach wohl auch die Faltung sich einstellen mußte parallel der leichtesten Ausweichmöglich-

keit, die zweifellos in etwa schon vorher bestehenden Klüften gegeben ist, und die daher nicht immer senkrecht zu einer späteren Druckrichtung stehen kann.

Zum Beispiel sind vermutlich die präexistierenden Brüche in NW—SO-Richtung die Ursache, warum die meisten griechischen Ketten, selbst die Inseln des Archipels, ebenso der Einbruch der Adria dieser Richtung folgen, worauf schon 1824 L. v. Buch hingewiesen hat. Neumayr hat die Bruchtektonik im griechischen Archipel verfolgt und sie übereinstimmend mit jener Richtung getroffen; und Blanckenhorn hat als Erster 1893 in der Richthofen-Festschrift (Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres) auf Zusammenhänge zwischen den ägäischen NW-Spalten und den gleich orientierten Grabenbrüchen des Roten Meeres hingewiesen (was hier nachholend zu meiner Grabenarbeit angeführt sei). Und in der Gegend des Suez-Golfes streichen beiderseits Gebirgszüge parallel den Grabenrändern, ebenso, aber N—S orientiert, solche zu beiden Seiten des Golfes von Akaba. Das ist genau die Abhängigkeit der Faltenrichtung von präexistierenden Klüften, wie ich sie betreffs der variskischen und armorikanisch-herzynischen Gebirgszüge der Carbonzeit für Mitteleuropa annehme. Hier herrschte aber, wie die Überschiebungen im Kohlengebiet von Valenciennes herüber nach Deutschland beweisen, in der Hauptsache Druck aus Süden, also schief auf die Klüfte.

Es hatte auch Ransome auf dem Internationalen Geologenkongresse in Mexiko (Compt. Rend., 1906, I, S. 146) darauf hingewiesen, daß bei einer großen Anzahl von „Failles" in den Bergwerksdistrikten der Vereinigten Staaten nahezu horizontale Streifung sichtbar sei und zwar bei Verwerfungen und Überschiebungen. In der Diskussion hat M. H. F. Reid sofort die treffende Erklärung angeschlossen, daß „die Bewegung längs einer Verwerfung oft den Charakter einer Gleitung annehme; folglich hätten wir einen Druck längs einer Linie, welche einen Winkel von etwa 45° mit den Bruchlinien bilde, und eine Zerrung rechtwinkelig zu dieser Bruchlinie. So bilde auch Zerrung die Randspalten der Gletscher, und der Druck stehe im rechten Winkel zu jener Zerrung."

Auch an der Fichtelgebirgsrandspalte weisen Schleppungen auf Horizontalverschiebung (Vortrag von A. Wurm und De Terra in der Geolog. Vereinig. München, 6. Februar 1923). Soll man nun annehmen, daß horizontale Schiebung

zur Zeit der Bildung der dortigen Faltung und Schieferung aus dazu senkrechter oder nicht vielmehr aus abweichender Richtung kam?

Ich möchte hier noch auf eine Erscheinung hinweisen, die gleich der horizontalen Streifung der Kluftflächen und der Schleppung ebenfalls wenigstens für einen bestimmten

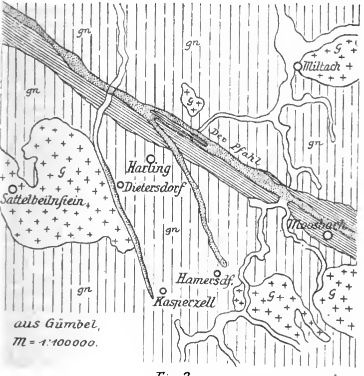


Fig. 3.

Zeitpunkt die Druckrichtung und damit den Sinn der Bewegung ungefähr ablesen läßt. Ich meine, daß ganz im Sinne der Bedeutung der obigen orthogonalen Bruchsysteme, speziell der Resultate von St. Meunier, die Druckrichtung in Form von kurzen Blattverschiebungen sich auch noch jenseits einer schief dazu verlaufenden Kluft verfolgen lassen kann, selbst wenn die Druckwirkung in dieser Kluft durch seitliche Verschiebung der Bruchlippen im wesentlichen ab-

sorbiert und abgeleitet wird. Hierher scheint mir nämlich zu gehören der kurze, jenseits der großen Taunusspalte zwischen parallelen Abbrüchen NNW sich hinziehende Graben bei Königstein nach der tektonischen Karte von W. WENZ. (Abbildung in E. KAYSERS Lehrb. d. Allg. Geol., 6. Aufl., 1921, S. 274), der also etwa auf Druck aus SSO hinweisen würde.

Besonders aber eröffnet sich auf diese Weise ein Verständnis der sonst rätselhaften Gangabzweigungen am Südrande des bayerischen Pfahles südlich von Cham (vgl. Fig. 3). Die zwei gegen Kasperzell und Hammersdorf nach SSO abgehenden Quarzgänge sind unter sich annähernd parallel und schließen gegen den Hauptquarzgang einen derartig großen Winkel ein, wie er bei gewöhnlichen Gangzertrümmerungen kaum je beobachtet sein dürfte. Dazu kommt, daß keiner dieser abzweigenden Gänge von gequetschten Pfahlschiefern begleitet wird, wie der eigentliche Pfahl, und daß sie nach relativ kurzer Erstreckung rasch auskeilen. Hier hat man wohl eine temporäre Druckwirkung aus NNW anzunehmen, die spitzwinkelig auf die Pfahlkluft traf und in letzterer Richtung seitlich abgelenkt wurde, während ein geringer Teil als Drucküberschuß unter Beibehaltung fast der ursprünglichen Richtung noch auf das gegenseitige Ufer der Spalte übersetzte und dort kurze, bald sich auskeilende parallele Blattverschiebungen schuf.

Sonst sind vom Südrand des Pfahles solche schiefe Abzweigungen nicht bekannt. Aber direkt im Norden der genannten kleinen Quarzgänge liegt in derselben Richtung und fast genau in Fortsetzung derselben der isolierte Quarzzug zwischen Waidhaus und Eslarn, und im Osten ist der Zug des böhmischen Pfahles gleichfalls so orientiert; all dieses zusammengehalten ergibt wohl die Wahrscheinlichkeit, daß zu einer bestimmten Zeit, die aber sicher später lag, als die Bildung der Spalte des bayerischen Pfahles, Druck aus NNW tätig war. Der genannte Grabenbruch bei Königstein im Taunus liegt ebenfalls genau parallel dazu, nur kam hier der Druck aus entgegengesetzter Richtung.

Da man über die Herkunft des maßgebenden horizontalen Druckes im Einzelfall oft im Zweifel bleibt, eröffnet sich hiermit ein unter Umständen brauchbares Hilfsmittel.

Gebiet des Süll-Berges

Entfernung vom Deistergebiet nicht maßstäblich!

19 22 23 24 26

C_2 C'_2 M_1 M'_2 C''_1 C_1 C'_1 M''_2 M_2

88° 73°

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1—4. 75. Band. 1923.

Berlin 1923.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

(Fortsetzung des Inhalts nächste Umschlagseite)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1923

---o---

Mitteilungen der Schriftleitung.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um umgehende Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der A u t o r d i e K o s t e n s t e t s z u ü b e r n e h m e n.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

---o---

Bei Zusendungen an die Gesellschaft wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen usw. an Herrn **Bergrat Prof. Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder und Adressenänderungen an Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. **Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. Solger**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. **Sonstiger Briefwechsel an den Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.**
5. **Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische** Gesellschaft E. V.", oder auf das Postscheckkonto Berlin NW 7 Nr. 385 81 von **Dr. E. Picard**, Schatzmeister der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin zu überweisen.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1–4. 1923.

Protokoll der Sitzung am 10. Januar 1923.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung, die erste im 75. Jahre des Bestehens der Gesellschaft.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen, vorgeschlagen von den Herren: HENNIG, v. HUENE, SOERGEL;

Herr Fabrikant Dr. KARL LOHOFF in Benneckenstein i. Harz, vorgeschlagen von den Herren: DAHLGRÜN, FLIEGEL, SCHRIEL;

Herr Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor DUWENSEE in Münsterberg i. Schles., vorgeschlagen von den Herren: BEHR, DIENST, KRUSCH;

Herr Archivar, Geistlicher Rat Dr. JOSEPH STADLER in Passau, vorgeschlagen von den Herren: BROILI, F. HEIM, M. WEBER;

Herr Oberlehrer E. REBHOLZ in Tuttlingen, Neuhäuserstraße 1, vorgeschlagen von den Herren: SCHNARRENBERGER, SPITZ, WEPFER;

Herr Oberlehrer, Kustos an der Julius Richter-Sammlung M. FRICKE, Zwickau, König Albert Museum, vorgeschlagen von den Herren: GRAHMANN, KOSSMAT, PIETZSCH;

Herr Bergbaubeflissener OTFRIED ROETHE in Berlin-Westend, Ahornallee 39, vorgeschlagen von den Herren JANENSCH, POMPECKJ, STIELER;

Herr Dr. KARL KREJCI in Gmünd I (Niederösterreich), vorgeschlagen von den Herren: DIETRICH, RECK, STIELER.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Herr BÄRTLING berichtet über die Möglichkeit der Drucklegung von Vorträgen und Mitteilungen in der Zeitschrift der Gesellschaft. Die ständigen Preissteigerungen zwingen uns zu einer Änderung im Abrechnungsverfahren mit der Druckerei. Papier, Satz und Druck werden jetzt unabhängig voneinander abgerechnet. Um also Preissteigerungen auszuweichen, muß alles Material so rasch wie möglich zum Druck gehen. Vorträge müssen spätestens acht Tage nach der Sitzung in Händen der Schriftleitung sein. Es können nur tadellos lesbare Manuskripte angenommen werden. Textfiguren und Tafeln müssen auf das äußerste eingeschränkt werden. Sie können im allgemeinen nur dann noch in Ausnahmefällen zugelassen werden, wenn die Zeichnungen als Klischeevorlagen genügen.

Im wissenschaftlichen Teil der Sitzung spricht Herr **E. FULDA** über **„Salzspiegel und Salzhang“**[1]).

An der Erörterung beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN I, STIELER, POMPECKJ und der Vortragende.

Herr **C. GAGEL** berichtet über **„Der Formenkreis des *Fusus trilineatus*** Sow. — ***Fusus multisulcatus*** NYST **und seine stratigraphische Verwertbarkeit“**[2]).

Zur Erörterung sprechen die Herren OPPENHEIM, P. G. KRAUSE, BÄRTLING, POMPECKJ, ZIMMERMANN I und der Vortragende.

Herr **P. OPPENHEIM** betont, daß er die stratigraphischen Ausführungen des Vortragenden, zumal deren Grundgedanken, das Vorhandensein von zwei altersverschiedenen Tertiärtonen in Norddeutschland, einem paleocänen bzw. untereocänen und einem oligocänen, die im übrigen wohl allgemein angenommen sein dürften, in keiner Weise zu bezweifeln beabsichtige, daß er dagegen von dem palaeontologischen Teil der Ausführungen, der wesentlich Neues biete, nicht recht überzeugt sein könne. Die beiden in Betracht kommenden Fusiden, der *F. tristriatus* Sow. und der *F. multisulcatus* NYST, seien, trotz ihrer unbestreitbaren Ähnlichkeit zumal in der Skulptur, von den älteren wie von den neueren Autoren stets auseinandergehalten worden, und gerade NYST, der am längsten an dem

---

1) Siehe Seite 10.
2) Siehe Seite 14.

Gedanken ihrer Vereinigung festhielt, habe der jüngeren Form einen eigenen Artnamen gegeben und dadurch bewiesen, daß er seinen früheren Standpunkt zu verlassen genötigt gewesen sei. Auch BEYRICH habe sich über diesen Punkt mehr wie vorsichtig geäußert, während in neuerer Zeit COSSMANN, dem anscheinend Exemplare auch der sehr seltenen englischen Form zur Verfügung standen, *F. tristriatus* Sow. und *F. multisulcatus* NYST nicht nur artlich sondern sogar subgenerich voneinander getrennt habe. Es müßten also hier weit zwingendere Beweise vorgelegt werden, um die Ansicht des Herrn Vortragenden gegenüber der abweichenden seiner Vorgänger als die richtige erscheinen zu lassen. Was die zweite Form, die *Leda Deshayesiana* NYST anlangt, so ist bisher nie ernsthaft daran gezweifelt worden, daß diese große und leicht kenntliche Art von allen bisher bekannten des Eocäns abweicht.

Herr **K. v. BÜLOW** spricht über **„Zwischenmoor“**[3]).

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. BÄRTLING. DIENST.

Protokoll der Sitzung am 7. Februar 1923.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit einem Dank an den Vorstand des vorigen Jahres und teilt mit, daß die Gesellschaft durch den Tod die Mitglieder Herrn Kommerzienrat Dr. RUDOLF ALBERTI-Goslar und Herrn Prof. Dr. PAUL SONNTAG-Danzig verloren hat. Die Anwesenden erheben sich zum Gedächtnis der Verstorbenen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Markscheider und Dipl. Berging. JULIUS BECK in Aachen, Johanniterstr. 18, vorgeschlagen von den Herren: BÄRTLING, FREMDLING, WUNSTORF;

---

3) Siehe Seite 18.

Herr Geologe am Siegerländer Bergbau Dr. JULIUS DENNER in Herdorf (Rheinland), Königsmauer 35, vorgeschlagen von den Herren: BENTZ, HENNIG, v. HUENE;

Herr stud. rer. nat. KURT DETTE in Cöthen (Anhalt), Baasdorfer Str. 37, vorgeschlagen von den Herren: v. FREYBERG, JOH. WALTHER, WEIGELT;

Das Geographische Seminar der Universität Leipzig, vorgeschlagen von den Herren: KOSSMAT, KRENKEL, PIETZSCH;

Herr Professor Dr. MAX PRIEHAEUSSER in Regensburg, Hoppestr. 1, vorgeschlagen von den Herren: BODEN, BROILI, ERICH KAISER;

Herr stud. geol. CARL WEIDMANN in Frankfurt a. M., Bockenheimer Anlage 48, vorgeschlagen von den Herren BORN, SCHUCKMANN, UDLUFT;

Herr Landgerichtsrat Dr. BENNO WOLF, Charlottenburg, Kuno-Fischer-Platz 1, vorgeschlagen von den Herren: W. WOLFF, POMPECKJ, STIELER.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Hierauf gibt Herr **KEGEL „Beiträge zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager der Lahnmulde“.**

An der Aussprache beteiligen sich die Herren FLIEGEL und SCHLOSSMACHER.

Dann spricht Herr **WEISSERMEL: „Zur Genese der deutschen Braunkohlenablagerungen, besonders der älteren mitteldeutschen Braunkohlenformation“**[1]).

An der Aussprache nehmen teil die Herren BEYSCHLAG, FLIEGEL[2]), OPPENHEIM, MICHELS und der Vortragende.

Herr POMPECKJ teilt mit, daß Herr Prof. STAWROWSKI in Petersburg einen Preis ausgesetzt hat für die Bearbeitung der Frage nach der Bedeutung des Klimas für die Entwicklung der Organismen.

---

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen.

[2]) Siehe Seite 34.

Arbeiten sollen möglichst bis zum 1. November dieses Jahres eingesandt werden. Preisrichter sind die Herren ABDERHALDEN, CORRENS und POMPECKJ.

Hierauf wird die Sitzung geschlossen.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

SOLGER. BEYSCHLAG. DIENST.

Protokoll der Sitzung am 7. März 1923.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Nachricht vom Ableben des Mitgliedes Herrn Geheimer Bergrat Professor Dr. ROBERT SCHEIBE, dem er warme Worte des Gedenkens widmet.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Lehrer FERDINAND KRIEGLSTEINER in München, Plinganserstr. 57 d/3, vorgeschlagen von den Herren: BODEN, LEUCHS, WURM;

Herr Privatdozent a. d. Techn. Hochschule Dr. CLEMENS LEBLING in München, Promenadenstr. 15, vorgeschlagen von den Herren: BODEN, LEUCHS, STORZ;

Herr Geologe Dr. KURT OSSWALD in München, Herrnstraße 50/0, vorgeschlagen von den Herren: BODEN, LEUCHS, STORZ;

Herr Lehrer KARL ARANOWSKI in Berlin W 30, Frankenstr. 2 II, vorgeschlagen von den Herren: BELOWSKY, DIENST, O. SCHNEIDER;

Herr Dipl. Bergingenieur KIRIL KRADLEKOFF in Sofia (Bulg.), Tetewenska 5, vorgeschlagen von den Herren: BARSCH, BÄRTLING, CRAMER;

Herr stud. geol. FRIEDRICH IMEYER in Osnabrück, Rolandstr. 10, vorgeschlagen von den Herren: ANDREE, C. BUSZ sr., WEGNER;

Herr Assistent Dr. GEORG KALB in Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren: BELOWSKY, JOHNSEN, SCHLOSSMACHER;
Herr Generaldirektor Dr. K. A. WEITHOFER in München, Maximiliansplatz 12, vorgeschlagen von den Herren BODEN, BROILI, ERICH KAISER;
Herr cand. geol. GEORG FISCHER in München, Bothmerstraße 12 I, vorgeschlagen von den Herren BODEN, BROILI, ERICH KAISER;
Herr cand. geol. PAUL DORN in Erlangen — Heimatadresse: Kulmbach, Kronacher Str. 3, vorgeschlagen von den Herren: DORN sr., KRATZERT, RÖHRER;
Herr Prof. Dr. LEOPOLD KOBER in Wien I. — Universität Franzensring, vorgeschlagen von den Herren: JANENSCH, POMPECKJ, RECK;
„Erda", Aktienges., Institut für angewandte Geophysik in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren: BRINCKMEIER, FR. LÖWE, POMPECKJ;
Herr RALPH V. KOENIGSWALD, stud. geol., Berlin W 15 Bayerische Str. 9, vorgeschlagen von den Herren: DIETRICH, POMPECKJ, RECK.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Darauf ergreift Herr **C. STIELER**[1]) das Wort zu seinem angekündigten Vortrag über **„Die oberliasische Schwarze Kreide von Vehrte bei Osnabrück"**.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN I, MESTWERDT, HAACK, POMPECKJ, NAUMANN und der Vortragende.

Darauf wird Herrn **C. GAGEL**[2]) das Wort erteilt zu dem Vortrag über **„Das Klima der Diluvialzeit"**.

Zur Erörterung sprechen die Herren KRAUSE, BÄRTLING, SCHRIEL, RANGE[3]), WERTH, POMPECKJ und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

DIENST. POMPECKJ. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen.
[2]) Siehe Seite 25.
[3]) Siehe Seite 36.

Protokoll der Sitzung am 11. April 1923.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und teilt das Ableben des Mitglieds Herrn Bergassessor a. D. DAUB in Siegen mit. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. HEINZ OBPACHER in München, Franz-Josef-Straße 14, vorgeschlagen von den Herren ERICH KAISER, LEUCHS, STORZ;

Herr cand. geol. ERWIN TREFZGER in Freiburg i. Br., Geol. Inst. d. Univ., vorgeschlagen von den Herren DEECKE, PRATJE, WEPFER;

Herr Verlags- und Antiquariatsbuchhändler ALFRED DULTZ in München, Landwehrstr. 6, vorgeschlagen von den Herren: BÄRTLING, DIENST, PICARD;

Herr Dr.-Ing., Dipl. Berging. ERNST ALBRECHT SCHEIBE in Berlin-Wilmersdorf, Westfälische Str. 82, vorgeschlagen von den Herren: HARBORT, RAUFF, ZIMMERMANN I;

Herr Dr. CARL G. MÜLLER in Berlin C 2, Kleine Poststraße 6, vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH, STIELER;

Herr ALEXANDER RANGABE in Berlin W 52, Kalckreuthstraße 11, vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH, STIELER;

Herr Professor Dr. GEORG WAGNER in Nagold, Lehrerseminar, vorgeschlagen von den Herren: BÄRTLING, DIENST, POMPECKJ;

Das Geologische Institut der Universität Giessen, Ludwigstr. 23, vorgeschlagen von den Herren: HARRASSOWITZ, HUMMEL, REUNING;

Herr Dr. H. RICHTER in Wetzlar, Fischmarkt 8, vorgeschlagen von den Herren: HARRASSOWITZ, HUMMEL, REUNING;

Herr Dr. LINDE, Generalsekretär des Bundes für den fernen Osten in Berlin-Schlachtensee, vorgeschlagen von den Herren: GOTHAN, POTONIÉ, RAUFF.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Der Vorsitzende legt die der Gesellschaft im Austausch und als Geschenk zugegangenen Druckschriften vor.

Herr **H. STILLE**-Göttingen sprach über **„Die Osning-Überschiebung"**[1]). Bohrungen, die im Teutoburger Walde bei Oerlinghausen niedergebracht worden sind, zeigen das Auftreten sehr flacher Überschiebungen innerhalb jenes Teiles des saxonischen „Schollengebirges". Es ist sogar zur Ausbildung von wurzellosen Deckschollen und Fenstern im Sinne der alpinen Tektonik gekommen.

Herr **MESTWERDT: „Zur Tektonik des Osnings"**.

An der Aussprache über beide Vorträge beteiligen sich die Herren POMPECKJ, GRUPE, KRUSCH, FULDA und die Vortragenden.

Herr **P. KRUSCH** bemerkt: Ich erlaube mir auf einige allgemeine Punkte einzugehen.

Herr STILLE hat der Meinung Ausdruck gegeben, daß der Unterschied zwischen Schollen- und Faltengebirge gewöhnlich nicht scharf wäre. Ich kann mich dieser Ansicht nicht anschließen, denn es unterliegt für mich keinem Zweifel, daß die Typen der beiden Gebirgsbildungsphänomene in vielen Fällen außerordentlich scharf sind. Ich erinnere einerseits an die energische Faltung südlich vom Massiv von Brabant, die Herr STILLE selbst als Beispiel herangezogen hat, mit den intensivsten Überschiebungen und andererseits an die flache Lagerung im Norden des Massivs in der Campine, wo lediglich gegeneinander verschobene Schollen in Frage kommen. Denselben Unterschied sehen wir auf ganz kurze Entfernung weiter im Osten in einem Nord-Süd-Profil durch Aachen. Da hier kein älteres Massiv an der Oberfläche festzustellen ist, kann ich den auffallenden plötzlichen Wechsel zwischen Falten- und Schollengebirge nur so erklären, daß sich das Massiv von Brabant nach Osten unterirdisch zwischen beiden Lagerungsformen weiter fortsetzt und dadurch diesen Unterschied bedingt.

Richtig ist freilich, daß in Mitteldeutschland, da wo Salz vorkommt, die Typen der Gebirgs-

[1]) Ausführlichere Veröffentlichung erfolgt im Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

bildungsphänomene verschwommen sind. Dieses Gebiet nimmt aber überhaupt eine Ausnahmestellung ein. Hier muß neben der gewöhnlichen Tektonik die Salztektonik berücksichtigt werden, d. s. alle Erscheinungen, welche durch die Auflösung und Umkristallisation von Salz und Gips entstanden sind und infolge der außerordentlichen Volumenveränderungen eine völlige Umlagerung der hangenden Schichten über dem Salzgebirge bedingen. Naturgemäß sind die Erscheinungen der Salztektonik ausschließlich auf die Schichten im Hangenden der Salz- und Gipslager beschränkt also in den älteren Formationen unter den Salzlagern nicht mehr nachzuweisen. In derartigen Gebieten ist der Unterschied zwischen der komplizierten Tektonik der Hangenden (Salztektonik) und den viel einfacheren Lagerungsverhältnissen im Liegenden ganz auffallend.

Herr STILLE konstruiert am Osning eine alpine Decke und ein Fenster. Nur selten finden wir nördlich der Alpen derartige Erscheinungen. Wir sehen überschobene Decken und Schollen am Südrande des Massivs von Brabant; wir finden sie aber nicht im Norden von ihm, wir finden sie auch nicht in dem glänzend durch Bergbau aufgeschlossenen westfälischen Steinkohlengebiet trotz seiner gewaltigen Ueberschiebungen. Andererseits glaubte sie AHLBURG bei der Aufnahme 1:25000 in der Gegend von Wetzlar festgestellt zu haben; jetzt schildert Herr STILLE ein neues Beispiel am Osning.

Der Streit, ob es in Mitteldeutschland derartige alpine Decken überhaupt gibt, ist noch nicht entschieden; ich halte sie im Gebiet intensiver Faltung für durchaus möglich.

Dabei erinnere ich mich an ein Nord-Süd-Profil durch den Harz, das vor langen Jahren ein Kollege gelegentlich eines Vortrages in der Deutschen Geologischen Gesellschaft zeigte und welches größere Ueberschiebungsphänomenen zur Darstellung brachte. Veröffentlicht wurde es nach meiner Kenntnis nicht — wahrscheinlich aus Scheu vor der Kritik —.

Seitdem sind viele neue Bohrungen im Harzvorlande hinzugekommen. Für dringend wünschenswert halte ich deshalb die Wiederholung der Konstruktion eines derartigen Profils und zwar ohne Ueberhöhung unter Benutzung sämtlicher vorhandener Aufschlüsse, um festzustellen, wie sich

der Harz in das allgemeine tektonische Bild einfügt und welche Rolle Ueberschiebungen und eventuelle Decken in diesem Profil spielen.

Herr **HOLTEDAHL** (Christiania) als Gast, hielt einen Lichtbildervortrag über **„Neuere Untersuchungen auf Nowaje Semlja“.**

An der Aussprache beteiligen sich die Herren KRAUSE, VON ZUR MÜHLEN, RINNE.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

DIENST. BEYSCHLAG. HAARMANN.

Vorträge.

Salzspiegel und Salzhang[1]).

Von Herrn ERNST FULDA in Berlin.

(Mit 1 Textfigur.)

Den Erosionsformen der Erdoberfläche müssen die Auslaugungsoberflächen der Salzlagerstätten in der Tiefe zur Seite gestellt werden. Infolge der leichten Löslichkeit der Salzgesteine steht das Salzgebirge nur selten (in regenarmen Ländern) zutage an wie z. B. der tertiäre Salzstock von Cardona in Spanien. In der Regel ist das Salz bis zu einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche zerstört. Die Auslaugungsoberfläche liegt nur ausnahmsweise in geringerer Meereshöhe als die benachbarten Talsohlen. Dies ist z. B. bei der Berchtesgadener Salzlagerstätte der Fall. Dort reicht das Salz, das an seiner Oberfläche durch Verwachsung mit dem nachgesunkenen Hangenden das sogenannte Hasel-

[1]) Vortrag, gehalten in der Sitzung am 10. Januar 1923.

gebirge bildet, bis zu 130 m über die Höhenlage des Achetales herauf und kann deshalb durch Stollenbetrieb aufgeschlossen werden. In Mittel- und Norddeutschland liegen alle Salzlagerstätten tief unter den tiefsten Geländepunkten. In den meisten Fällen liegt die Auslaugungsoberfläche in Tiefenlagen zwischen 100 m und 300 m unter der Erdoberfläche. Geringere (Lüneburg) und größere Tiefen (Holleben bei Halle a. S. 530 m) sind seltene Ausnahmen.

Meistens ist die Auslaugungsoberfläche ein Salzspiegel, d. h. eine von einer horizontalen Ebene nicht erheblich abweichende Fläche. Gelegentlich kommen auf dem Salzspiegel buckelartige Erhebungen vor, wie z. B. innerhalb der Schachtröhre des Schachtes Riedel festgestellt werden konnte[2]). Ein allmähliches Abfallen des Salzspiegels nach der Salzflanke zu wurde am besten durch eine Reihe von Bohrungen südlich von Oldau[3]) ermittelt, kommt aber auch sonst häufig vor.

In den norddeutschen Salzstöcken hat der Hauptanhydrit infolge seiner Zertrennung in einzelne Schollen während des Aufpressungsvorgangs meist den Charakter einer unlöslichen Scheidewand zwischen älterem und jüngerem Salz verloren. Das Salzgebirge verhält sich deshalb dort der Auslaugung gegenüber als einheitliche Lagerstätte mit einem Salzspiegel, der die verschiedenen Salzstufen gleichmäßig abschneidet. Anders ist es in der Umgebung des Harzes bei den aus geringerer Tiefe emporgepreßten Salzsätteln, in derem Aufbau der Hauptanhydrit eine lückenlose Scheidewand zwischen beiden Salzfolgen bildet. Dort ist im allgemeinen bei flacher Lagerung das jüngere Salz in Teufen erhalten geblieben, die zuweilen wesentlich über dem Salzspiegel des benachbarten älteren Salzes liegen. Bei steiler Lagerung (30 Grad und mehr) ist gewöhnlich das Umgekehrte der Fall. Das jüngere Salz bildet dann einen Salzspiegel, der erheblich tiefer als der des älteren liegen kann.

Diese letztere Feststellung hat für den Kalibergbau eine wesentliche praktische Bedeutung. Das Kalilager kann namentlich mit seinen wertvollen Hutsalzen über die Teufe des Salzspiegels vom jüngeren Steinsalz hinausragen. Der Abbau in dieser obersten Zone ist besonders gefährlich, weil hier der Hauptanhydrit über dem Kalilager ohne Schutz

---

[2]) Vgl. Erläuterungen zu Blatt Burgdorf i. H. (Lieferung 232,) S. 62.

[3]) Vgl. Profil auf Blatt Winsen a. d. Aller (Lieferung 187).

durch jüngeres Salz unmittelbar von wasserführenden Buntsandsteinschichten überlagert wird.

Das Kalilager selbst erscheint zuweilen, besonders wenn es aus Karnallitgestein besteht, bis in etwas größerer Teufe ausgelaugt, als das benachbarte Steinsalz. Die außerordentlich leichte Löslichkeit des Chlormagnesiums spielt dabei offenbar eine Rolle.

Oft, aber nicht immer entspricht einem ausgedehnten Salzspiegel in der Tiefe ein breites Auslaugungstal an der Oberfläche, das dem Einsinken der hangenden Schichten im Bereich des Auslaugungsgebiets seine Entstehung verdankt[4]). Zuweilen kann auch über einem Salzspiegel ein Hügelland, das durch die Erosion herausmodelliert ist, liegen, nämlich dann, wenn der Auslaugungsvorgang bereits seit langer Zeit nahezu zum Stillstand gekommen ist. Die Senkung ist dann so gering, daß sie nicht mehr die Veranlassung zur Bildung eines Auslaugungstals gibt.

Im Flachland sind die Senken über den Salzspiegeln infolge nachträglicher Ausfüllung im allgemeinen nicht mehr orographisch erkennbar. Geologisch unterscheiden sich die Senkungsgebiete von ihrer Nachbarschaft meist durch größere Mächtigkeit der Tertiär- und Diluvialschichten, die sich über dem Gipshut gebildet haben.

Nach den bisherigen Erfahrungen hätte man annehmen sollen, daß auch die Salzlagerstätte an der Werra in einem Salzspiegel endige, der im südwestlichen Vorlande des Thüringer Waldes diesem parallel zu erwarten sei. Eine Zusammenstellung der Tiefbohrergebnisse hat jedoch erwiesen, daß die Auslaugungsoberfläche von einer horizontalen Ebene wesentlich abweicht. Sie fällt der Schichtenneigung entgegengesetzt nach dem Thüringer Wald und dem Richelsdorfer Gebirge hin ab und zwar in einem besonders gut aufgeschlossenen Profil mit 17 Grad Einfallen.

Für diese geneigte Auslaugungsoberfläche schlage ich den Ausdruck „Salzhang" vor im Gegensatz zu dem horizontalen „Salzspiegel" (vgl. das nebenstehende Profil, Figur 11).

Bemerkenswert ist, daß in der Nähe des Salzhanges auch echte Hutsalze vorkommen. Auf Alexandershall und Abteroda hat man das Untere Kalilager durch viele Strecken

4) Vgl. FULDA, Die Oberflächengestaltung in der Umgebung des Kyffhäusers als Folge der Auslaugung der Zechsteinsalze. Z. f. pr. Geol. 1909. S. 25.

bis an sein Ende innerhalb der Steinsalzmassen verfolgt. Dieses vorwiegend karnallitische Lager ist dort vom Salzhang aus auf etwa 1 km Breite innerhalb des Steinsalzgebirges zerstört worden. Es setzt dann mit einer 200 m breiten Hutzone ein, in der durch Herauslösen des Chlormagnesiums Sylvinit und Kainit an Stelle von Karnallitgestein und Hartsalz getreten sind. Die randliche Auslaugungsfuge ist durch Neubildung von grobkristallinem Steinsalz verheilt.

Das Obere Lager, das meistens nur aus Hartsalz besteht, ist nach Ausweis einer Bohrung noch in unmittelbarer Nähe des Salzhanges erhalten. Eine weitgreifende Heraus-

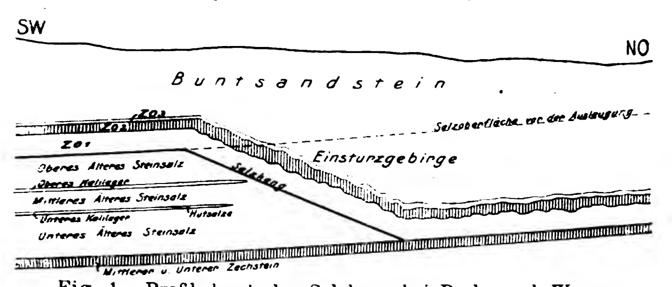


Fig. 1. Profil durch den Salzhang bei Berka a. d. Werra.

lösung scheint demnach nur bei Gegenwart von karnallitischem Gestein stattzufinden.

Es ist nicht leicht, eine Erklärung dafür zu finden, weshalb an der einen Stelle ein Salzspiegel, an einer anderen ein Salzhang entstanden ist. Eine Salzlagerstätte, die wie die eingangs erwähnte von Berchtesgaden teilweise oberhalb der benachbarten Talsohle liegt, wird durch absteigende Lösungen angenagt, die ohne weiteres als Quellen zutage treten und dem nächsten Flußlauf zufließen können. In diesem Falle kann offenbar nur ein Salzhang entstehen.

Demnach liegt die Vermutung nahe, daß ein Salzhang durch absteigende, ein Salzspiegel dagegen durch aufsteigende Solquellen herausmodelliert wird. Nun reicht aber im Werragebiet der Salzhang bis in bedeutende Tiefen unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel herab. Das Vorhandensein von absteigenden Lösungen in der Tiefe ist daher sehr unwahrscheinlich. Die eben erwähnte Hypothese läßt sich deshalb nur unter Zuhilfenahme einer weiteren Annahme aufrecht erhalten. Es besteht die Möglichkeit, daß der Salzhang an der Werra bereits in der späten Jura-

oder in der Kreidezeit entstanden ist. Damals lag vielleicht eine mitteldeutsche Schwelle, der auch das Werragebiet angehörte, mehrere hundert oder tausend Meter über dem damaligen Meeresspiegel. Unter dieser Annahme wären absteigende Lösungen sehr wohl denkbar, durch deren Tätigkeit viele hundert Kubikkilometer Salz ausgeräumt werden konnten.

Über den Formenkreis des *Fusus trilineatus* Sow. *Fusus multisulcatus* Nyst und seine stratigraphische Verwendbarkeit.

Vortrag, gehalten in der Sitzung am 10. Januar 1923.

Von Herrn G. Gagel.

In seiner klassischen Arbeit über „Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges" (diese Zeitschrift 1853 bis 1856 S. 278—287, Taf. 21, Fig. 7—9) beschreibt Beyrich ausführlich den *Fusus multisulcatus* Nyst. und hebt hervor, daß diese sehr variable Form mindesttens vier deutlich verschiedene Abarten zeige, die auf verschiedene Lokalitäten sich verteilen, daß die im Septarienton bei Boom vorkommende Form ursprünglich von Nyst. mit dem *Fusus trilineatus* Sow. identifiziert wäre, und daß die Form der Typuslagerstätten des Mitteloligocäns: Hermsdorf, Freienwalde, Buckow, von dieser belgischen Form sehr stark abweiche, sie hat fadenrunde Rippen und eine ganz glatte Innenschale, während die Form von Boom (ebenso wie der *Fusus trilineatus* Sow. aus dem Londonton) breite, bandförmige Rippen mit Längsstreifen und eine stark gerippte Innenschale aufweist, daß aber die belgische Form von Boom anscheinend wieder mit der Form aus dem Stettiner Sand übereinstimme.

Es sind nun auf Grund dieses so definierten *Fusus multisulcatus* eine ganze Anzahl Tone als Mitteloligocän bestimmt worden, die sich später auf Grund anderer zwingender Momente als untereocäner Londonton erwiesen haben (Schwarzenbeck, Jatznick, Finkenwalde) und es sind auch andere Londontonvorkommen auf Grund von „Leitfossilien" ursprünglich als mitteloligocäner Septarienton bestimmt

worden; (Hemmoor wegen *Cypraea Beyrichi* v. Könen, Marienhöhe bei Strasburg auf Grund einer *Leda* und *Nucula*, ebenso Jatznick auch auf Grund einer *Leda Deshayesiana* Duch. und Liepgarten auf Grund einer angeblich von dort stammenden *Pleurotoma*), die sich dann auf Grund der Brachyurenfauna bzw. auf Grund der unverwechselbaren petrographischen Beschaffenheit der fetten, kalkfreien Colloidtone und ihrer Geoden und Phosphorite als Londonton erwiesen haben.

Der mitteloligocäne Septarienton hat von Buckow — Hermsdorf — Freienwalde bei Stettin (linkes Oderufer) bis Holstein und Skive in Jütland überall dieselbe sehr charakteristische Fazies grauer, sehr kalkreicher Tonmergel mit den unverwechselbaren Kalkseptarien; der untereocäne Londonton hat ebenfalls von Fredericia—Rögle Klint bis Hemmoor bis zur Uckermark und zur äußersten östlichen Neumark (Schlagenthin bei Arnswalde) eine unverkennbare Fazies größtenteils kalk freier, sehr fetter, Colloidtone mit ebenso unverwechselbaren Toneisensteingeoden und Phosphoriten — es ist also im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß mitten zwischen der typischen Fazies des mitteloligocänen Septarientons plötzlich Mitteloligocän in der ganz anderen Fazies des Londontons auftreten soll, lediglich weil es *Fusus „multisulcatus“* in der Fassung von Nyst. und Beyrich führt, sowie *Leda*formen enthält, die anscheinend auch innerhalb der Variationsbreite der bis jetzt als *Leda Deshayesiana* beschriebenen Art liegen. Das ist z. B. der Fall bei Jatznick (nördlich Pasewalk), Marienhöhe bei Strasburg (Uckermark), Finkenwalde bei Stettin. Bei Jatznick und Finkenwalde kommt der dem *Fusus trilineatus* Sow. entsprechende *Fusus* mit den breiten, bandförmigen Rippen und der gerippten Innenschale massenhaft vor, in Tonen, die petrographisch sicher Untereocän sind, ebenso in Schlagenthin bei Arnswalde, wo ich an einem Anfangsbruchstück der Schale feststellen konnte, daß die Rippung der Innenschale nicht nur, wie Beyrich angibt, auf die Mündung beschränkt ist, sondern bis in die Jugendwindungen hineinreicht, und bei Marienhöhe bei Strasburg liegt eine *Leda*, auf Grund deren der Ton als Mitteloligocän bestimmt ist, 85 m unter den roten Tonen, die wir bisher nur aus dem untereocänen Londonton kennen, ebenfalls in kalk freien, fetten Colloidtonen mit Toneisensteinen. Diese *Leda* ist zwar etwas aufgeblasener als die meisten Exemplare der *Leda Deshayesiana* von

Hermsdorf, scheint aber doch innerhalb der Variationsbreite dieser Form zu liegen.

Diese roten Tone sind durch *Xanthopsis Leachi* bei Hemmoor, durch *Pentacrinus subbasaltiformis* bei Kellinghusen, durch *Plagiolophus Wetherelli* am Rögle—Klint, durch die vulkanischen Aschenschichten bei Hemmoor—Kellinghusen und Breiholz und durch die stratigraphische Stellung in den zahlreichen Bohrungen Nordjütlands, dort dicht über den vulkanischen Aschenschichten, als sicheres Untereocän erwiesen und kommen sonst seit dem mittleren Mesozoikum in Deutschland überhaupt nirgends anders vor als in diesem einen Horizont des Untereocäns.

Da nun aber zwischen der Form des *Fusus trilineatus* Sow., die bei Jatznick, Schwarzenbeck, Finkenwalde im sicheren Untereocän (kalkfreie Colloidtone mit Geoden und Phosphoriten) vorhanden ist und der Form des *Fusus multisulcatus* Nyst., die bei Boom und auch in den Stettiner Sanden (mitteloligocän) vorkommt, sich bisher kein sicherer Unterschied hat nachweisen lassen — Nyst. hat (nach Beyrich a. a. O.) stets an der Meinung festgehalten, daß die belgische Form nur eine Abänderung des *Fusus trilineatus* Sow. wäre —, so wäre es im höchsten Grade wünschenswert, daß Herr Warneck, durch dessen reiche Funde bei Jatznick jetzt die Frage wieder in Fluß gekommen ist, ganz systematisch an einem großen Material der verschiedensten Fundorte feststellte, ob und welche spezifischen Unterschiede in den Formen der *Fusus „multisulcatus“* vorhanden sind und ob und was davon stratigraphisch verwertbar ist. Daß bei Finkenwalde früher mitteloligocäner Septarienton vorhanden gewesen ist, ist nach den Fossillisten nicht zu bezweifeln und ich habe früher auch dort grüngraue Tonmergel mit Septarien gesehen, die wohl Mitteloligocän sein konnten[1]; bei meinem letzten Besuch habe ich nur noch alttertiäre kalkfreie Colloidtone dort gesehen mit den Toneisensteingeoden und Phosphoriten des Untereocäns, und die *Fusus „multisulcatus“*, die von dort seit langem in unserer Sammlung liegen und die ich zum Teil selbst dort von Arbeitern bekommen habe, sind eben nicht *Fusus multisulcatus*, sondern *Fusus trilineatus* Sow. mit den breiten, bandförmigen, längs gestreiften Rippen und der Rippung der Innenschale — sie enthalten in sich aber auch nicht grüngrauen, kalkhal-

[1]) Vgl. diese Zeitschrift 1914, Monatsbericht S. 505–518.

tigen Septarienton, sondern kalkfreien, ganz dunkelgrauen Colloidton des Untereocäns. — Es scheint also, als ob das Mitteloligocän bei Finkenwalde schon abgebaut ist bzw. jetzt verstürzt ist. Ebenso hat sich früher schon bei Liepgarten nachweisen lassen, daß der Tonmergel, der in der *Pleurotoma regularis* drinsteckte, ganz verschieden war von dem kalkfreien fetten Untereocänton, der in den Gruben selbst zu sehen ist — daß also, wenn sie überhaupt von Liepgarten stammt, auch dort Mitteloligocän und Londonton irgendwie an einer verstürzten oder abgebauten Stelle verknetet sein müssen.

Augenblicklich liegt also die Sache so, daß man die alttertiären Tone Norddeutschlands nicht nach einzelnen „Leitfossilien" wie *Fusus „multisulcatus"* Nyst. und *Leda Deshayesiana* Duch. bestimmen kann, sondern nur auf Grund ihres petrographischen Charakters und ihrer Geoden — auch da, wo der Septarienton in seinen hangendsten Schichten unter Diluvialsand oder Miocänsand stark verwittert und entkalkt ist, läßt er sich meines Erachtens vom Untereocänton sicher unterscheiden — und daß man umgekehrt jetzt noch den betreffenden *Fusus* aus der Lagerstätte bestimmen muß, wenn man nicht annehmen will, daß die Form des Untereocäns, die anscheinend auch in Boom vorkommt, nach einer sehr langen Unterbrechung, wo sie in Norddeutschland anscheinend fehlte, erst wieder im Stettiner Sand aufgetaucht ist. Die Übereinstimmung oder Verschiedenheit der Untereocänform und der Form des Stettiner Sandes festzustellen, ist m. E. jetzt die dringendste Aufgabe, wenn man in der Frage weiter kommen will[1].

---

[1]) Vgl. eine im Druck befindliche Arbeit des Verfassers: „Über die chemische Beschaffenheit und Unterscheidungsmöglichkeit der Untereocäntone und der mitteloligocänen Septarientone". Jahrb. der Preuß. Geolog. Landesanst. 1923, S. 183 ff.

Zwischenmoor.

Von Herrn KURD v. BÜLOW.

Auf keinem Gebiet der geologischen Praxis findet die Fähigkeit der Pflanze, auf Unterschiede in der Beschaffenheit ihres Substrats zu reagieren, mehr Beachtung als in der Moorkunde. Das geht sogar so weit, daß hier die Pflanze in ihrer Eigenschaft als Indikator ganz zurücktritt und nahezu als solche, als ökologischer Verein zum Selbstzweck der Betrachtung, der geologischen Einordnung und Aufnahme wird. Da der Pflanzenverein die petrographischen Eigenschaften des aus ihm hervorgehenden Kaustobiolithes bestimmt, erscheint eine solche Betrachtung bis zu einem gewissen Grade gerechtfertigt, sofern man sich bewußt bleibt, daß man die Ursache für die Wirkung setzt.

Zwei Moortypen sind scharf zu umreißen: das Flachmoor und das Hochmoor. Rein floristisch vermittelt zwischen beiden hinsichtlich ihrer Lebensansprüche und Zusammensetzung die Pflanzenwelt des Zwischenmoores. Als Übergangsform haftet ihr natürlich einmal die Unsicherheit der Abgrenzung an, die nur als methodisches Hilfsmittel gerechtfertigt ist. Zum anderen aber stellt dieser Übergangstyp ein mehr oder weniger unwesentliches Glied in der Ontogenie der Moore dar und ist sozusagen nur zufällig mit den beiden Haupttypen verknüpft.

Der Charakter der Flachmoorvegetation und damit des Flachmoores und seines Torfes ist durch ihre Lebensumstände bedingt. Abgesehen von den limnischen Faulschlammbildungen, deren Ablagerung der des Torfes voranzugehen pflegt, sind es im wesentlichen Sedimentations- und Verlanderbestände, die die Hauptmasse des das Wasserbecken ausfüllenden Torfes zusammensetzen. Beide verlangen einen gewissen Salzgehalt des Wassers, das an sich conditio sine qua non für ihre Existenz ist. Das reiche Tierleben verlandender Gewässer vermag die verhältnismäßig geringe Stoffproduktion der Sedimentationsbestände zu zerstören; ebenso sind Bakterien und Kleintierwelt im Röhricht noch imstande, die meisten struierten Teile, bis auf die von der Luft abgeschlossenen — Wurzeln und Rhizome —, zu zer-

setzen. Aus diesen Gründen resultiert im Flachmoor ein gleichmäßig zersetzter, dunkler Torf, der infolge seiner Entstehung im Grundwasser reich an Aschebestandteilen ist: Kalk, Eisen, dazu Stickstoff und Kali. Für Wasser ist er infolge der Quellbarkeit seiner Bestandteile nahezu undurchlässig, sein kapillares Aufsaugevermögen ist minimal: Luftarmut, saure Eigenschaften, dauernde Nässe, Unzugänglichkeit der adsorbtiv gebundenen Nährstoffe machen ihn zu einem für nicht besonders eingestellte höhere Pflanzen ungeeigneten Substrat.

Das Hochmoor steht zum Flachmoor im denkbar schroffsten Gegensatz: Den Hochmoortorf bauen in erster Linie Torfmoose auf, die bei einer gewissen, geringen Salzkonzentration nicht gedeihen, sei es, daß diese als Gift wirkt, sei es, daß sie höhere Gewächse im Daseinskampf begünstigt. Infolgedessen verlangen sie eine vom Grundwasser trennende „Isolierschicht" bzw. eine gewisse Höhe über dem Grundwasserspiegel, die durch die Kapillarität der Unterlage bestimmt wird. Ihren Feuchtigkeitsbedarf decken sie anscheinend ausschließlich aus den Niederschlägen, ihre Nahrung beziehen sie ebenfalls daher, sofern sie nicht — woran man denken könnte — einen Teil aus den unterlagernden Humusschichten erhalten. Man hätte sich diesen Vorgang so zu denken, daß das im Torf zirkulierende weiche Wasser Humus und sonstige organische Stoffe, bzw. auch bei der Zersetzung freiwerdende Salz- und Stickstoffmengen löst und sie nach oben — teils auf kapillarem Wege, teils durch Diffusion — abgibt.

Die Salzarmut und die Azidität des Hochmoorgrundwassers, sowie die mangelhafte Durchlüftung gestatten kein lebhaftes Kleinleben. Infolgedessen ist der Torf jüngerer Hochmoore wenig zersetzt, seine pflanzlichen Komponenten sind deutlich struiert und behalten lange die physikalischen Eigenschaften der lebenden Vegetation bei.

Setzt sich die Pflanzenwelt der Flachmoore aus üppig gedeihenden, einjährigen Gewächsen zusammen, so sind es auf den Hochmooren außer dem Sphagnum in der Hauptsache mehrjährige, langsamwachsende Sträucher und wenige Bäume in bezeichnenden Kümmerformen.

Zwischen beiden steht die Pflanzenwelt der sog. Zwischenmoore. Diese Gemeinschaft umfaßt typische Gewächse sowohl des Flachmoores, als auch des Hochmoores. Dazu kommen reine Waldelemente, die unter Umständen die Vorhand haben können, und evtl. Pflanzen der Ruderal-

stellen. Man hat das Zwischenmoor als den Hauptort der Zwergsträucher bezeichnet, auf dem sie ihre reichste Entwicklung erlangen. Nicht ganz zu Unrecht; doch vergißt man, daß sie auch auf toten Hochmooren in gleicher Üppigkeit fortkommen. Jedenfalls pflegt man einige besonders charakteristisch scheinende Gewächse als Leitformen des Zwischenmoores zu bezeichnen.

Hierbei ergibt sich aber eine gewisse Schwierigkeit, da aus solchen Leitgewächsen bestehende Floren an ganz verschieden beschaffenen Örtlichkeiten vorkommen können: auf Flachmoortorf, Sandinseln in Mooren, toten Hochmooren, Hochmoorrändern und -bulten usw. Zudem können derartige Bestände die verschiedenste prozentuale Zusammensetzung haben und damit völlig voneinander abweichende Bilder geben, die alle unter dem einen Zwischenmoorbegriff zusammengefaßt werden.

Als zwei grundverschiedene Dinge stehen Flach- und Hochmoor da. Als undeutlich begrenzter und nicht eindeutig umschreibbarer, floristischer Mittelbegriff zwischen beiden das sog. Zwischenmoor.

In der Tat besteht zwischen Flach- und Hochmoor kein innerer, genetischer Zusammenhang. Durch das zufällige Dazwischentreten des Zwischenmoores können sie miteinander verknüpft sein. Dies Bindeglied kann aber auch fehlen. Ebenso können die beiden Hauptmoorarten ohne Zusammenhang miteinander bestehen.

Der Hergang der Erblindung einer Wasserfläche und der anschließenden Entwicklung des Normalprofils ist kurz folgender:

Den Anfang bei der Ausfüllung eines Wasserbeckens machen die rein limnischen Mudden, an deren Zusammensetzung mineralische Bestandteile stark beteiligt sind: Ton, Kalk usw. Mit der Verarmung der Umgebung des Sees an diesen Stoffen erlangen organische Materialien Einfluß und bewirken die Bildung von Torfmudde, die nach oben allmählich in reinen Torf übergeht. An dessen Zusammensetzung sind die verschiedenen, den See umgebenden und bewohnenden, konzentrisch aufeinander folgenden Pflanzenvereine beteiligt. Ihren Lebensumständen zufolge ist die Verbreitung dieser Gewächse an die Grenzen des Wassers gebunden, die Oberfläche des entstehenden Torfes muß daher mehr oder weniger mit der Höhe des verdrängten Seespiegels zusammenfallen. Damit ist der Torfbildung ein

Ziel gesetzt. Der erste Zyklus der Moorbildung ist damit beendet.

Vorausgesetzt dabei ist, daß der Untergrund ruht bzw. der Grundwasserstand unverändert bleibt: Senkung des Untergrundes — z. B. über Salzlagern — und das damit Hand in Hand gehende Steigen des Grundwassers ermöglicht weitere Torfbildung; der gegenteilige Vorgang beendet sie vorzeitig. Ebenso kann künstliche Entwässerung des Moores seinen Tod herbeiführen.

Der nunmehrige Stillstand der Torfbildung ermöglicht anderen als Moorpflanzen die Ansiedlung; unter ihnen wirken besonders einige Gräser mittels ihres reichen Wurzelwerks als Torfzerstörer, indem sie den Boden mechanisch zerkleinern und so durchlüften, damit seine Zersetzung fördern und der Kleinwelt des Bodens, dem „Edaphon", den Weg bereiten: Aus dem sauren, luftleeren, kalten Torf wird allmählich ein milderer, besser durchlüfteter, wärmerer Moderboden, auf dem höhere Pflanzen fortkommen und deren Einwanderung einen neuen Zyklus einleitet:

Die Waldbildung auf dem toten Flachmoor. Diese stellt den Normalfall dar. Nur wo natürliche Faktoren — Eisschub, Hochwasser u. a. — oder menschliche Tätigkeit das Aufkommen des Waldes hintanhalten, treten Süßwiesenbestände an die Stelle der Vegetation des Flachmoores.

Die Ungunst der Verhältnisse — Feuchtigkeit, Kälte und Luftmangel des sauren Bodens — trifft unter den einwandernden Pflanzen eine Auslese: Neben Flachmoorgewächsen und einigen Bäumen (Erle, Weide, Birke, Fichte, Eiche, Schießholz *(Frangula alnus)* finden sich auf toten Flachmooren besonders Erikaceen ein, darunter Gagel (*Myrica gale)* und Porst *(Ledum palustre)*, die Hauptleitformen des Zwischenmoores — im ganzen eine anspruchslose Flora, der hier — wie in der Heidesandformation — die Dürftigkeit der Lebensumstände ein gewisses Uebergewicht über höhere, schnellwüchsige, da anspruchsvolle Pflanzen gibt. Wie es mit diesen Leitbeständen steht, werden wir nachher bei der Betrachtung des toten Hochmoores sehen. Ebenso hat man z. B. *Menyanthes trifoliata* als „Zwischenmoorpflanze" angesehen. Diese kommt aber sowohl auf Flach- wie auf Hochmooren vor und ist schlechthin eine Sumpfpflanze, eine Bewohnerin nasser Örtlichkeiten.

Torfboden ist auch im Falle weitgehender Zerkrümelung und Umwandlung durch die Tätigkeit höherer Pflanzen kein günstiges Medium für das Gedeihen des wichtigen Edaphons.

Infolgedessen geht auf und in ihm die Zersetzung organischer Stoffe nur langsam vor sich, die Bildung von Rohhumus wird begünstigt (RAMANN); zudem gelten gerade Erikaceen als besonders starke Rohhumusbildner (RAMANN). Die aus dem Rohhumus in den unterlagernden Torf eindringenden Humusstoffe verkitten und lagern den kaum etwas gekrümelten Torf wieder fest; die Auslaugung der bei der Verwitterung freigewordenen und angereicherten Nährstoffe des Torfes beschleunigt diesen Vorgang. Dem Edaphon wird dadurch das Leben wieder unmöglich gemacht bzw. stark beschnitten. Auffallendes Wasser vermag weder den Rohhumus noch die durch diesen verkitteten obersten Partien des Torfes zu durchdringen, staut sich infolgedessen und führt zur Versumpfung des Bodens — es sind die gleichen Vorgänge, die RAMANN auf S. 209 seiner Bodenkunde (1911) von der Vernässung der Mineralböden beschreibt.

Unter geeignetem Klima — geringe Temperatur, Sonnenstrahlung und Verdunstung — also unter Voraussetzungen, die in unseren Breiten am besten in Küsten- und Gebirgswäldern erfüllt werden, sind aus diesen Gründen „die bevorzugten Standorte der Torfmoose vorgebildete Schichten von Rohhumus" (RAMANN). Die Torfmoose treten als neues Element in den Bestand der Wälder des toten Flachmoores ein.

Die eigenartige Ausbreitung der Sphagnen in horizontaler wie vertikaler Richtung vernichtet in kurzer Zeit — gemeinsam mit der luftabschließenden Rohhumusdecke — alles höhere Pflanzenleben. Mehr als 30 cm mächtige Moosschichten töten den gesamten Wald ab. Auf dem Flachmoor, bzw. an Stelle des Waldes auf ihm bildet sich ein Hochmoor. Damit beginnt der dritte selbständige Zyklus der Moorbildung[1]).

Die Tatsache, daß das Wachstum der Torfmoose an die Stagnation des auffallenden Regenwassers gebunden ist (WEBER), ferner die Tatsache, daß das Zentrum einer Moordecke — gleich wie die mittleren Teile eines Schwammes — besonders feucht ist, bedingen das stärkste Wachstum des Mooses in der Mitte des Moores; die trockneren Ränder bleiben dagegen zurück: es bilden sich eine zentrale Hoch-

[1]) Gegenwärtig ist der Vorgang der Sphagnumversumpfung von Wäldern in Deutschland nur noch selten zu beobachten. In Moorländern mit weniger intensiver Forstwirtschaft, z. B. Skandinavien, ist er überaus verbreitet.

fläche und peripherische Hänge heraus. Das langsame Wachstum der Sphagnen an den geneigten Rändern sowie der Umstand, daß das die Hänge hinabrieselnde — an sich arme — Wasser des Hochmoores durch seine Bewegung eine gewisse Anreicherung der wenigen Nährstoffe bewirkt, und schließlich die größere Nähe des Mineralbodens bedeuten Begünstigungen anderer Florenelemente gegenüber den entgegengesetzten Verhältnissen auf der Hochfläche: Anspruchslose Gewächse, denen der geringe Salzgehalt genügt, sind hier nicht gezwungen, sich dem schnellen Aufwärtswachsen des Torfmooses anzupassen, sondern finden annähernd stabile Verhältnisse vor. *Die Flora der Moorränder ähnelt aufs Haar der, die als typische Zwischenmoorflora bezeichnet zu werden pflegt. In der Tat stellt sie ja auch nichts dar, als die letzten Rückzügler des verdrängten Waldes, die sich aus physiologischen und ökologischen Gründen allein am Hochmoorrand halten können.*

Theoretisch ist die Möglichkeit einer Stabilisierung des Gegensatzes zwischen der Hochfläche und den mit der fraglichen Pflanzengemeinschaft bestandenen Rändern nicht von der Hand zu weisen. In der Tat aber bewirken entweder säkulare Klimaänderungen in Richtung größerer Trockenheit, Moorausbrüche oder menschliche Eingriffe den Tod des Hochmoores, den Stillstand seines Wachstums. Nun ähneln sich die Verhältnisse auf der Hochfläche in gewisser Weise denen der Ränder an: In der obersten Schicht wird der Torf unter dem Einfluß der Atmosphärilien zersetzt, d. h. an Stelle der Vertorfung tritt Verwesung, die die Elementarbestandteile der Organismen freigibt, dadurch Stickstoff und andere Nährstoffe anreichert und den Boden krümelt. Aus diesen Gründen und besonders weil das Wachstum des Mooses aufgehört hat, können sich nun höhere, wenn auch immer noch langsamwüchsige Gewächse ansiedeln: *Die auf die Ränder beschränkt gewesene Vegetation des dem Hochmoor vorausgegangenen Waldes rückt nun gegen die Mitte vor und nimmt bald die ganze Hochfläche in Besitz.* Man sagt, das tote Hochmoor pendelt ins Zwischenmoorstadium zurück. In Wirklichkeit aber ist es kein Zurückpendeln, sondern ein ganz neuer Vorgang, der mit der Einwanderung der sog. Zwischenmoorflora ins tote Flachmoor große Ähnlichkeit hat:

Die durch die sog. Zwischenmoorformen charakterisierte Pflanzengemeinschaft ist die Flora toter Moore schlechthin, die Flora reiner, an Mächtigkeit nicht mehr zunehmender, verwitternder Torfböden.

Der an sich rein floristische Begriff „Zwischenmoor" kann den Sinn von „Übergang" haben, wenn nämlich der Wald des toten Flachmoores bzw. sein Rohhumus das Substrat des werdenden Hochmoores abgibt. Weiter gehen die genetischen Beziehungen zwischen Flach-, „Zwischen"- und Hochmoor nicht.

Für diese nur bedingte Bedeutung des „Zwischenmoor"-stadiums sprechen verschiedene Beobachtungen:

Einmal die Tatsache, daß der Zwischenmoortorf im Profil unter Umständen völlig zurücktritt: In regenreichen und luftfeuchten Gebieten, wie z. B. Nordwestdeutschland und besonders Holland kann der Zwischenmoortorfhorizont auf wenige Zentimeter zusammenschrumpfen und auch ganz verschwinden, weil die Gunst des Klimas den Kampf des Hochmoores gegen das Flachmoor schnell zugunsten des Torfmoores zu entscheiden pflegt. Auch der unmittelbare Übergang von Flachmoorwiesen in Hochmoor durch die Einwanderung von Sphagnum — Potoniés „Zwischenmoorwiesen" — ist nicht selten und sogar in Ostelbien zu beobachten. In diesem Gebiet mit Übergangsklima und noch mehr im weiteren Osten ist allerdings ein langdauernder Kampf des hier benachteiligten Torfmooses gegen die Flachmoorvegetation die Regel. Es kann hier zur Konsolidierung des „Zwischenmoorstadiums" kommen, d. h. im Hochmoor vermögen sich Rückzüglerbestände des Flachmoores, Zwergsträucher und Bäume gegenüber dem nur langsam wachsenden Torfmoos dauernd zu halten. Besser als von Zwischenmoor spräche man in diesem Fall von einer kontinental-klimatischen Modifikation des Hochmoores.

Ferner spricht das Auftreten von Hochmoor auf anderen als Waldmoorböden für die Entbehrlichkeit des Zwischenmoorstadiums im Zyklus der Moorbildung: In mitteldeutschen Gebirgen — Schwarzwald, Harz, Bayrischer Wald usw. —, in 95% der Fälle im nördlichen Skandinavien ging dem Hochmoor unmittelbar Mineralbodenwald voraus; in Heidesandgebieten Norddeutschlands lagern viele Hochmoore auf dem Rohhumus der Erikaceen; in Gebieten mit wenig

intensiver chemischer Verwitterung bildet den Hochmoor-untergrund häufig Fels usw.

In dem Pflanzenverein der Rüllen liegt eine durch den größeren Nährstoffgehalt der Rülle und ihrer Umgebung bedingte Fazies des Hochmoores vor, die einzig vom Standpunkt des Floristen die Bezeichnung Zwischenmoor verdient.

Schließlich läßt sich sogar bei POTONIÉ (Die rezenten Kaustobiolithe) eine gewisse Unsicherheit in der Abgrenzung des Zwischenmoores feststellen, indem er beispielsweise einmal (II. 290) Birkenmoore unbedingt zum Zwischenmoor stellt, sie andererseits aber auch (I. 38) dem Flachmoor zurechnen zu dürfen glaubt. 1906 faßt er gar (Klassifikation und Terminologie, S. 52) Niedermoore und Zwischenmoore als Flachmoore zusammen.

Zu denken muß auch die Tatsache geben, daß finnische und besonders schwedische Autoren den Ausdruck Zwischenmoor vermeiden und nur die beiden Haupttypen unterscheiden, floristische Mittelbildungen aber in der von LORENZ 1858 vorgeschlagenen Weise nach der bestandbildenden Art auf . . etum bezeichnen, also die botanische Beschaffenheit in den Vordergrund der Betrachtung stellen. Diese . . . eta werden dann — einschließlich der „Birkenmoore“ und sogar der „Kiefernmoore als Randbildungen“ — zu den Flachmooren gerechnet. Außerdem werden Namen verwandt, die den natürlichen Verhältnissen Rechnung tragen: so für unser Zwischenmoor „Laubbruchwald“, „primäre Sumpfzone“ des Hochmoores oder „Restsumpf“, für den Kiefern„zwischenmoor“gürtel der Hochmoore „Randwald“.

Das Klima der Diluvialzeit.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 7. März 1923).)

Von Herrn C. GAGEL.

Seit mehr als 50 Jahren werden die umfassendsten Studien und Arbeiten zur Feststellung der Tatsachen des nordischen Diluviums allein in Deutschland ausgeführt — ganz abgesehen von den entsprechenden Arbeiten anderer Länder — und trotz aller dieser, speziell der paläozoologischen,

paläobotanischen und klimatologischen Arbeiten herrscht heute noch die weitestgehende Unsicherheit über das Klima der Diluvialzeit und die Ansichten hierüber stehen sich, soweit sie sich überhaupt auf greifbare Daten stützen und nicht rein hypothetisch sind, sehr schroff gegenüber. Das hängt nicht nur mit dem Streit über Polyglazialismus und Monoglazialismus zusammen, der durch die ihm zugrunde liegenden theoretischen Überzeugungen die Interpretation der festgestellten Tatsachen mehr oder minder beeinflußt, besonders auf seiten der Monoglazialisten, sondern vor allem auch damit, daß, soweit ich es zu überblicken vermag, noch niemand — abgesehen von W. Köppen — sich der Mühe unterzogen hat, die aus den bisherigen Forschungen folgenden Ergebnisse über Tundrenklima, Steppenklima, glaziales und interglaziales Klima in konkrete Zahlen zu fassen und die Temperaturen dafür, unsern heutigen Erfahrungen entsprechend, zahlenmäßig festzulegen. Soweit ich die Literatur überblicke, hat sich m. W. noch niemand — immer abgesehen von W. Köppen und vielleicht von Nathorst — zahlenmäßig klar gemacht, was klimatologisch Dryasflora, Yoldiafauna, „Birkenzeit", was das Vorkommen von Moschusochs, Halsbandlemming, Polarfuchs usw. in Temperaturgraden ausgedrückt, bedeutet; man hat sich an den Worten „arktisches Klima", „Tundrenklima" genügen lassen und, wenn man Monoglazialist war, die Bedeutung der darin liegenden Tatsachen möglichst herabzudrücken sich bemüht. Ganz allgemein aber ist bisher die Meinung verbreitet gewesen, daß das Gesamtklima des Diluviums verhältnismäßig nur sehr wenig kälter gewesen ist als das der Jetztzeit, daß kühle, regenreiche Sommer und schneereiche Winter bei einer Gesamterniedrigung der Jahrestemperatur um etwa 2° bis 3° höchstens genügt hätten, das Phänomen der Eiszeit hervorzubringen: vgl. die Ausführungen von A. Penck: Climatic features of the pleistocene Ice age, G. J. XXVII, 1906, S. 182, referiert in Petermanns Mitteilungen 1907, Literaturbericht 349, Seite 94, auf den alle diese Anschauungen zurückzugehen scheinen. Trotzdem aber seit Torell, also seit mindestens 45 Jahren, immer wieder der Vergleich des diluvialen mit dem jetzigen grönländischen Inlandeise gezogen ist, hat noch kaum jemand erneute Untersuchungen darüber angestellt, wie sich die erwähnten klimatologischen Annahmen mit den am jetzigen grönländischen Inlandeise im Lebensgebiet der Polarflora und des Moschusochsen beobachteten Temperatur-

verhältnissen vertragen. Nehmen wir die Tatsachen, wie sie offenbar sind, ohne uns durch irgendwelche theoretischen Erwägungen beeinflussen zu lassen, so ist ganz offensichtlich, daß die polare Eiskappe, die jetzt bis nahezu an die Südspitze Grönlands, also fast bis zum 60. Grad, herunterreicht, in Europa damals bis ungefähr zum 51. Breitengrad, in Nordamerika gar bis in die Gegend von St. Louis, also rund bis zum 40. Breitengrad herunterreichte, während die jetzt kältesten Teile Asiens (Nordsibiren) keine diluvialen Eisablagerungen (Moränen!) aufweisen und auf den Neusibirischen Inseln, unter dem 75. Breitengrad, nach den unzähligen Mammutüberresten zu urteilen, die dort vorhanden sind (vor dem Weltkriege stammte $^1/_4$ alles in den Welthandel kommenden Elfenbeins von den fossilen Mammutzähnen Neusibiriens!), Temperaturverhältnisse geherrscht haben müssen, wie wir sie jetzt frühestens 20° südlicher, am Baikalsee, antreffen.

Das bedeutet also, daß sich die Klimazonen der nördlichen Halbkugel in Europa und Nordamerika damals um 10—20° nach S, in Nordasien (Sibirien) aber sich um > 20 Breitengrade nach N verschoben hatten, daß also aller Wahrscheinlichkeit nach eine Polwanderung stattgefunden hat.

Eine weitere tatsächliche Feststellung, die nicht aus der Welt zu schaffen ist, ist die von A. Wegener, dem Durchquerer Nordgrönlands auf der Kochschen Expedition 1913, daß auf dem Inlandeise allein durch die gewaltige Ausstrahlung des Eises die Temperatur um reichlich 7° heruntergedrückt wird gegenüber dem entsprechenden eisfreien Gebiet, daß sich also das einmal gebildete Eis beim Wiederansteigen der Temperatur automatisch so lange erhält, als bis die Temperatur mindestens 7° höher geworden ist als zu der Zeit, als sich das Eis bildete[1]). Das Klima der Diluvialzeit muß also zur Zeit der Eisbedeckungen in den diluvial vereisten Gebieten um **wesentlich mehr als 7° kälter** gewesen sein als jetzt — an dieser Tatsache ist nach den sorgfältigen, diesbezüglichen Temperaturbeobachtungen und Diskussionen Wegeners auf dem grönländischen Inlandeise nicht vorbeizukommen!

Eine weitere tatsächliche Feststellung von höchster Bedeutung für diese Frage ist die von Penck, daß im Gebiet

---

[1]) A. Wegener: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. II. Aufl. Braunschweig 1920, S. 105.

der Alpen zur letzten (Würm-)Eiszeit die Schneegrenze um rund 1150 m, zur vorletzten (Riß-)Eiszeit um etwa 1250 m, also durchschnittlich um 1200 m niedriger gelegen hat wie jetzt[2]). Da nun nach W. KÖPPEN[3]) 150 m Höhenunterschied jetzt etwa 1° Temperaturunterschied in den Alpen entspricht, so würde aus diesen Feststellungen von PENCK und KÖPPEN folgen, daß die Temperatur in den Alpen zur Zeit von Riß- und Würmvereisung mindestens etwa 7½ bis 8½° niedriger gewesen sein muß als jetzt, um eine solche Herabdrückung der Schneegrenze zu bewerkstelligen. Das käme erstaunlich nahe an das oben festgestellte Minimum der Temperaturerniedrigung heran, das A. WEGENER aus den Verhältnissen Grönlands und der Eisausstrahlung abgeleitet hat. Weitere Tatsachen, die wir zur Rekonstruktion des eiszeitlichen Klimas in Deutschland benutzen können, sind die glazialen Dryas-(Tundren-)floren, die wir jetzt an so zahlreichen Stellen nicht nur Norddeutschlands, sondern auch von einigen Stellen außerhalb des direkt diluvial vergletscherten Gebiets (Galizien, Sibirien usw.) kennen.

Diese Dryasfloren, die jetzt seit über 30 Jahren nicht nur aus Schonen und Norddeutschland (z. B. Projensdorf bei Kiel, Borna bei Leipzig, Deuben im Weißtritztal bei Dresden usw.[4]), außerdem bei Kystinopol in Galizien und in Ludwinow bei Krakau sowie am Irtysch (in Sibirien), 500 km vom Inlandeisrand, mitten im jetzigen sibirischen Waldgebiet, beobachtet sind, enthalten die rein arktische Flora von Zwergweiden und ihrer Pflanzengenossenschaft: *Salix polaris*, *S. perbacea*, *S. phyllicifolia*, *S. arbuscula*, *S. reticularis*, *S. myrsinites*, *S. myrtilloides*, die alle an die Eiswinde der Tundra angepaßt sind, ferner die hochnordische Varietät der *Dryas octopetala*, *Armeria arctica*, *Ranunculus hyperboraeus*, *Saxifraga hirculus*, *S. aizoides*, *S. oppositifolius*, *Hypnum turgescens* und *H. sarmentosum*, sowie *Betula nana*.

Das ist nicht nur der positive Beweis der arktischen, völlig baumlosen Tundra, sondern es liegt hier auch noch der negative Beweis des völligen Fehlens aller

---

[2]) A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. II. S. 587/588.

[3]) W. KÖPPEN: Verhältnis der Baumgrenze zur Lufttemperatur. Meteorologische Zeitschr. 1920, S. 39/40.

[4]) NATHORST: Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen und einige besonders darauf auch für Mitteleuropa basierte Schlußfolgerungen. Geolog. Foreningers 1914, S. 267 ff.

Pollen von Kiefern usw. vor, die doch noch in Novaja Semlia zwischen diesen Resten der Tundraflora gefunden werden, wo sie doch erst durch einen Windtransport von reichlich 575—700 km hingelangt sind.

Betrachten wir nun die Temperaturverhältnisse, unter denen diese baumlose Tundra vegetiert, so ist ganz allgemein festzustellen, daß die Südgrenze der baumlosen Tundra durchschnittlich mit der 10° Isotherme des wärmsten Monats zusammenfällt (Nordsibirien 9,7°, Nordrußland am Ural 11°). Wird der wärmste Monat 10° oder darüber warm so tauchen schon Birke und bald auch die Kiefer auf.

Im einzelnen sind die beobachteten Temperaturen einzelner typischer Standorte der arktischen Tundraflora in der Nähe des jetzigen Inlandeises:

Sagellit (60° 15′) 4,6°, Nanortulick (60° 8′) 6°, Gothaab (61° 10′) 6,6°, Ivigtut (61° 12′) 9,7°—9,8°, Koruk (64° 20′) 8,2°, während jetzt das Julimittel an den Orten der fossilen Dryasflora bei Kiel (Projensdorf) 16,1°, in Hamburg 17°, Berlin 18,1°, Leipzig (Borna, Deuben) 18,2° beträgt, also 10—12° mehr als an den Orten, wo jetzt die Dryasflora wächst.

Um 10 bis 12° ist also die Sommertemperatur Norddeutschlands während der Diluvialzeit zur Zeit der größten Eisausbreitung herabgedrückt gewesen, rein aus der Tatsache der völlig baumlosen Tundra zu urteilen, zu der auch deren Charaktertiere: *Ovibos moschatus*, *Rangifer grönlandicus*, *Myodes torquatus*, Eisfuchs, Schneehuhn usw. stimmen, die ebenfalls im Diluvium Norddeutschlands vielfach gefunden sind.

In den interglazialen Pflanzenablagerungen Norddeutschlands wechselt diese Dryasflora allmählich hinüber in die warme, interglaziale Flora mit Buche, Hainbuche, Esche, Eiche, Fichte, Ahorn, Sommerlinde, Stechpalme, Eibe, purpurfarbiger Seerose usw., die alle mindestens dasselbe, z. T. sogar ein etwas wärmeres, günstigeres Klima verlangen, als es jetzt an den betreffenden Stellen vorhanden ist[5]) — *Ilex aquilegifolium* findet sich jetzt nur noch an den klimatisch günstigsten Stellen Nordwestdeutschlands, aber nicht mehr bei Motzen und Klinge in der Mark usw.). — Das Klima muß zur Interglazialzeit also wieder

[5]) C. Gagel: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geolog. Rundschau 1913, Heft 5 u. 6.

reichlich 12° wärmer gewesen sein als zu den Dryaszeiten, namentlich wärmere Winter gehabt haben als jetzt.

Bei den spätglazialen Dryasablagerungen, die unter den rezenten Mooren in Dänemark liegen und deren Florenwechsel mehrfach sehr genau untersucht ist, geht diese polare Dryasflora ganz allmählich (bzw. nach einer Unterbrechung durch die sogenannte Allerödgyttja) in die Birken-, Kiefern-, Eichen und Buchenflora über, was in der Jetztzeit in geographischer Beziehung dem Wechsel von Tundra zum Birken-, Eichen- und Buchenklima entspricht[6]) Mit der Birke erscheinen in der bis dahin baumlosen Tundra: *Pinus silvestris* und *Populus tremula*, mit der Eiche erscheinen dann später *Corylus avellan a* und *Alnus glutinosa*, mit der Buche kommen *Ilex aquifolium* und *Taxus baccata* (die auch die wärmsten Interglazialablagerungen bezeichnen), das heißt klimatologisch: Das Auftreten der Birke beweist, daß die Temperatur des wärmsten Monats über 10° C steigt, das Erscheinen der Eiche beweist, daß über 4 Sommermonate eine Temperatur von mehr als 10° C haben, das Auftreten der Buche ergibt den Nachweis, daß nun auch die Temperatur des kältesten Monats nicht mehr unter 3° C fällt.

Die Januartemperatur für die oben angeführten Orte Kiel, Hamburg, Berlin, Leipzig betragen jetzt: 0,5°, 0.1 — 0,7° und — 0,8° C.

Zu dieser Klimaänderung für Norddeutschland-Schonen haben, wenn wir die DE GEERSCHEN Zahlen über das Abschmelzen des Inlandeises als annähernd richtig zugrunde legen, mindestens 6000 bis 10 000 Jahre gehört und die Klimaverhältnisse für Dryasflora und Buchenklima sind so grundlegend verschieden, daß es schon aus diesem Grunde völlig unmöglich ist, wie es sich die Monoglazialisten vorstellen, daß das diluviale nordische Eis nach Art des Malaspinagletschers oder der südchilenischen Zungengletscher in Gegenden mit einer gemäßigten Temperatur und mit Buchenflora vorgestoßen ist und so die „scheinbaren" Interglazialablagerungen gebildet hat. NATHORST, einer der besten Kenner dieser Pflanzen- und Klimaverhältnisse, schließt aus allen Begleitumständen für die Norddeutsche Dryasflora mit ihrem völligen Mangel an Kiefernpollen

---

[6]) W. KÖPPEN: Das System in den Bodenbewegungen und Klimawechseln des Quartärs im Ostseebecken. Zeitschr. für Gletscherkunde. XII. 1822, S. 97 ff.

auf ein Klima analog dem Spitzbergens (Julitemperatur + 4,4° C) und NORDENSKIÖLD, der andere skandinavische Forscher, der all diese Verhältnisse aus eigenem Augenschein und umfassenden Studien kennt, lehnt die Hypothese des Vorstoßens des diluvialen Inlandeises in ein Gebiet mit unserer heutigen norddeutschen Vegetation ebenfalls durchaus ab und betont, daß am Malaspina und in Südchile zwar Moränen und Zungengletscher im Gebiet einer ziemlich gemäßigten Vegetation vorkommen, daß hier aber auch keine Spur der typischen Tundravegetation vorhanden ist — die erwähnten, weit vorgestoßenen Gletscherzungen sind eben kein Inlandseis, sondern eingedrungene, nichts besagende zwergenhafte Fremdlinge in einem Klima, in das sie gar nicht hineingehören.

Auch NORDENSKIÖLD betont — genau so wie WEGENER das tatsächlich beobachtet hat — daß, wenn ein Inlandeis erst vorhanden ist und sich ausgebreitet hat, es die Temperatur über sich und in seiner unmittelbaren Umgebung besonders im Sommer stark herunterdrücken muß!

Nach NORDENSKIÖLD[7]) sehr eingehenden Untersuchungen lassen sich im Randgebiet der großen kontinentalen Eismassen 3 Klimatypen unterscheiden:

1. ein mariner Typus mit kühlen Sommern (+3° bis +6°) und nicht besonders kalten Wintern (— 9° bis — 10°) und mit Polarflora: Ostgrönland, Spitzbergen, Südgeorgien und Südorkneys;
2. ein kontinentaler Typus mit trockenen, ziemlich warmen Sommern (+10° bis +15°) und kalten Wintern (— 15° bis — 25°) ebenfalls mit Polarflora: Westgrönland, amerikanisch-arktischer Archipel (Heimat des Moschusochsen!);
3. glazialer Typus: Sommer unter 0° (Snowhill — 0,9°), Winter — 20° bis — 40°. Polarwüste ohne Vegetation: Nordgrönland, Antarktika.

Wo, wie in Südgrönland, verhältnismäßig warme Sommer und halbmaritime, milde Winter herrschen, gibt es an geschützten Stellen sogar noch kleine Krüppelwälder von Birken und Ebereschen.

In der diluvialen Abschmelzperiode herrschte nach NORDENSKIÖLD in Norddeutschland wahrscheinlich ein kon-

---

[7]) NORDENSKIÖLD: Studien über das Klima am Rande ehemaliger und jetziger Inlandeisgebiete. Bull. geol. Inst. Univers. Upsala, XV, 1916, S. 41—44, und HETTNERS Geogr. Zeitschr. 1914, S. 641.

tinentales Klima (Typus 2), wie in Westgrönland, also sowohl im Sommer als auch im Winter etwa 10—12° weniger als jetzt.

Das ist das Urteil von Forschern, die nicht nur die umfassendsten Kenntnisse der Klimatologie und Botanik haben, sondern die auch die jetzigen Kontinentaleismassen in Grönland und Antarktika aus eigener Anschauung kennen. — Man kann also danach über die rein hypothetischen Ansichten der extremen Monoglazialisten wohl zur Tagesordnung übergehen und wird es als Tatsache betrachten müssen, daß wir in der diluvialen Inlandseisperiode zwei ganz verschiedenartige Klimate in Norddeutschland gehabt haben: 1. ein direkt glaziales Klima wie jetzt in Westgrönland und etwa Spitzbergen mit reiner Tundraflora (Polarflora) und etwa 10—12° Jahrestemperatur weniger als jetzt und 2. ein mindestens so günstiges Klima wie heute mit wahrscheinlich wärmeren Wintern zu den Zeiten der Interglazialablagerungen. „Ob man diese Zeiten als besondere „Zwischeneiszeiten" oder als gr[illegible]ationen" betrachten will, ist zum Schluß ein Str[illegible] um Worte bzw. Geschmacksache, da wir ja nicht wissen, wie sie sich in bezug auf ihre Länge zu den eigentlichen Eiszeiten verhalten. Auch vom Standpunkt [illegible] chemischen Verwitterung und Bodenbildung kommen [illegible] auf genau dieselben Klimaunterschiede wie aus der Diskussion der Florenbestände. Die hochgradige Zersetzung, Verlehmung und Ferretisierung der Interglazialablagerungen bzw. der älteren Glazialablagerungen in den Interglazialzeiten setzt unbedingt ein *warmes*, feuchtes Klima, insonderheit Sommerklima, voraus. Im Gebiet der Tundra mit ihrem trockenen, sehr kurzen, kühlen Sommer ist die Verwitterung minimal und während des rund 10 Monate dauernden Winters, wo die Temperatur unter 0° und der Boden gefroren ist, ist sie im Gebiet des Polarklimas *überhaupt nicht vorhanden* — alle glacialen Ablagerungen im Norden sind absolut frisch und unverwittert, ebenso wie die norddeutschen Glazialbildungen auch.

Was endlich noch aus dem Alpengebiet an pflanzenklimatologischen Andeutungen vorhanden ist, beweist, daß auch dort in den Alpen zur Eiszeit die Waldgrenze *mindestens* 800 m unter der damaligen Schneegrenze gelegen haben muß*). (*mindestens* ebensoviel, wie sie heute unter der jetzigen Schneegrenze liegt, und daß sie zur

Riß-Würminterglazialzeit mindestens 400 m höher gelegen haben muß (bei 2° größerer Sommertemperatur) als heute[9]). Die engen Beziehungen der polaren Tundrenflora zur heutigen hochalpinen Flora beweisen ebenfalls, daß zwischen beiden zu den Zeiten der eigentlichen Eisbedeckungen kein Wald vorhanden gewesen ist, sondern eine einheitliche Tundra sich erstreckt hat. Das stimmt überein mit dem Befund der Dryastone und Glaziallehme (Mammutlehm von Borna!) Norddeutschlands, die nicht einmal Kiefernpollen enthalten, also das Fehlen des Baumwuchses auch in weiterer Entfernung vom Eisrande beweisen.

Mit dem warmen günstigen Klima der Interglazialzeiten, das wir aus dem Florenbestand gefolgert haben, stimmt auch sehr gut überein, was wir aus der Interglazialfauna schließen können. *Hippopotamus major* in den Moosbacher Sanden deutet ebenso gewiß auf ein sehr günstiges Klima, wie *Ovibos moschatus* auf ein Polarklima deutet — ob *Felis spelaea* und *Hyaena spelaea* sich unbedingt für Schlüsse auf ein sehr günstiges Klima verwerten lassen, ist nicht ganz sicher — jagt doch der Tiger jetzt noch am unteren Amur das Renntier — sie bilden aber in Verbindung mit dem *Hippopotamus* immerhin ein schwerwiegendes Argument.

Dagegen dürfte *Corbicula fluminalis* im I. Interglazial des Saalegebietes wieder mindestens so beweiskräftig für wesentlich besseres Klima sein wie *Ilex aquifolium* und *Brasenia purpurea* und nicht minder die lusitanischen Formen der Eemfauna (*Tapes senescens*, *Lucina divaricata Syndesmya ovata*, *Gastrana fragilis*, *Mytilus minimus* usw.) die jetzt nur im Mittelmeer bis höchstens in die Biskayabucht hinein vorkommen, aber nicht weiter nördlich mehr gefunden werden und die ihrerseits wieder in ihren Lebensbedingungen im schärfsten Gegensatz zu der Fauna der ganz arktischen bzw. glazialen Yoldiatone stehen, die direkt an die Eiswassertemperaturen von etwa 0° bis — 2° herum angepaßt sind[10]).

---

8) PENCK und BRÜCKNER a. a. O. S. 1147/48.

9) a. a. O., S. 1158.

10) Vgl. C. GAGEL a. a. O. und v. LINSTOW: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 87, 1922, S. 156/57 und 160—162, sowie MADSEN, NORDMANN, HARTZ: Eemzoner ne Kopenhagen 1908. Danmarks geol. Unders. II, R. 17.

Zur Entstehung der deutschen Braunkohlen.

Bemerkungen zum Vortrage des Herrn W. WEISSERMEL in der Sitzung am 7. Februar 1923.

Von Herrn G. FLIEGEL.

Der Herr Vortragende hat in seiner anschaulichen Schilderung der Entstehung der mitteldeutschen Braunkohlen besonders die Kalkarmut der sie einschließenden Schichten hervorgehoben. Ich sehe darin eine fast notwendige Erscheinung, denn gerade die älteren Braunkohlenschichten sind aus der Verschwemmung der subaerisch gebildeten Verwitterungsprodukte des Festlandes entstanden. Es sind Umlagerungsstoffe der alttertiären Landoberfläche. Als ein besonders schönes Beispiel dieser Entstehung und ihres Gebundenseins an diese alte Landoberfläche darf ich das Auftreten braunkohlenführender eocäner Schichten am Abfall des Bergischen Landes zum Rheintal in den Dolinen des Paffrather Kalkes (Bergisch-Gladbach) anführen. Völlig kalkfreier Ton sowie Quarzkies und Quarzsand erfüllen diese Dolinen, obwohl der mitteldevonische Kalkstein das unmittelbare Liegende ist. Im tertiären Ton sind devonische Versteinerungen nicht selten, die Kalkschalen sind aber weggelaugt und die Steinkerne verkieselt. —

Bei den braunkohleführenden Bildungen ist zwischen den über weite Räume hinweg verbreiteten tertiären Schichten und den enger begrenzten Räumen zu unterscheiden, in denen besonders die Braunkohle außerordentliche Mächtigkeit erreicht. Die Bildung der Braunkohle an sich ist nach meiner Auffassung ein regionaler Vorgang, den ich mir ohne gleichzeitig vor sich gehende säkulare Senkung des Bodens nicht recht vorzustellen vermag. In großer Mächtigkeit dagegen tritt die Braunkohle in enger begrenzten Räumen auf, und hier ist sie auch manchmal allein erhalten geblieben.

Für die Entstehung dieser Hohlformen kommen verschiedene Ursachen in Betracht: Außer tektonischen Schollenbewegungen, — an denen am Niederrhein wohl kaum ein Zweifel sein kann, — schwache Faltung, also echte Muldenbildung sowie Auslaugung in Salz- und Gipsgebieten.

Dabei ist klar, daß Flöze von großer Mächtigkeit in diesen engeren Räumen wohl nur entstanden sein können, wenn der Boden in ihnen während der Waldmoorbildung in langsamem Sinken begriffen war. Vorher gebildete Hohlformen, wie z. B. alte Seebecken oder verlassene Flußtäler spielen daher als Bildungsraum der Braunkohle m. E. nur ausnahmsweise eine Rolle.

Es läuft also bei der Bildung der tertiären Braunkohlenflöze ein allgemeiner, regional wirksamer Vorgang, der natürlich mit der Braunkohlenbildung günstigen klimatischen Verhältnissen gepaart sein muß, neben örtlich beschränkten Bodensenkungen verschiedener Ursache her. —

Die Knollensteine vermag ich in eine ursächliche Beziehung zur Braunkohlenbildung nicht zu bringen. Aus meinen Erfahrungen vom Niederrhein betrachte ich als feststehend, daß Quarzsand und Quarzkies der verschiedensten Tertiärstufen verkieselt ist. Wir haben dort, wie ich in meiner Geologie vom Untergrund der Niederrheinischen Bucht[1]) eingehend dargestellt habe, Braunkohlenquarzite in eocänen, oberoligocänen und mittelmiocänen Schichten bzw. als Reste von solchen. Die Verkieselung durch die Zuführung neuer Kieselsäure ist aber nicht in diesen verschiedenen Tertiärstufen, sondern ausschließlich in jungtertiärer Zeit, als die Braunkohlenbildung großenteils vollendet war, geschehen. Ahlburg sieht in dieser Verkieselung die eine Auswirkung seiner jungmiocänen lateritischen Verwitterung, indem er meint, daß die bei der Überführung der Tonerdesilikate in Tonerdehydrat frei gewordene Kieselsäure zu Verkieselungen im Boden geführt habe. Ich stimme ihm dabei insofern ganz zu, als die Verkieselungsvorgänge, durch welche die Knollensteine entstanden sind, auch für mich an die Landoberfläche gebunden sind. Sie haben nichts mit einer Ueberlagerung durch bestimmte Gesteine zu tun, sind vielmehr, wofür besonders die flächenhafte Verbreitung im Westerwalde, auf den Randhöhen der Eifel und im Bergischen Lande spricht, hier eine allgemeine Erscheinung der Landoberfläche aus einer bestimmten Phase des Jungtertiärs. Ob das in Mitteldeutschland anders gewesen ist, muß ich dahingestellt sein lassen.

---

[1]) G. Fliegel: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 92, Berlin 1922.

Über das spätglaziale Klima.

Bemerkungen zu den Ausführungen des Herrn C. Gagel.

Von Herrn P. Range.

Herr Gagel hat erneut darauf hingewiesen, daß sowohl der pflanzliche Bestand als auch die Tierreste der spätglazialen Ablagerungen auf ein arktisches Klima schließen lassen. Das ist von dem Entdecker der spätglazialen Flora, Nathorst, der sie als Dryasflora bezeichnete, auch stets behauptet worden. Sein erster Aufsatz über diesen Gegenstand vom Jahre 1870 trägt den Titel: Om några arktiska växtlämningar i en sötvattensler vid Alnarp i Skane. Die von anderer Seite angezweifelte Deutung dieser Befunde veranlaßt Herrn Gagel mit Recht zu seinen Auslassungen.

Es ist vielleicht nicht sehr zweckmäßig gewesen, gerade *Dryas octopetala* als Leitfossil für diesen Horizont zu wählen, da sie aber durch Nathorst nun in der Literatur allgemein bekannt geworden ist, muß der Name Dryashorizont beibehalten werden. Herr Bärtling bemerkte ganz richtig, daß *Dryas* in Nordschweden weit in die Waldgebiete hinabreiche, wo die mittlere Sommertemperatur 12° und mehr betrage. Auch auf der bayrischen Hochebene geht *Dryas* bekanntlich weit talab. Sie gedeiht ja auch üppig im botanischen Garten zu Berlin. Aber einmal bemerken Nathorst und Andersson stets ausdrücklich, daß in den Glazialtonen immer nur eine besonders kleinblättrige Form der *Dryas* vorkomme — ich selbst kann das für den von mir untersuchten Glazialton von Nusse bei Lübeck in dem *Dryas* sehr häufig ist, durchaus bestätigen, auch Herr P. G. Krause hob diese Kleinblättrigkeit in der Diskussion bereits hervor — und dann sind meiner Ansicht nach die übrigen Begleiter der Dryasflora *Betula nana*, vor allem aber *Salix polaris* beweisend. Nathorst gibt ausdrücklich an, daß *Betula nana* in arktischem Klima auf jedem Boden wachse, während sie in wärmerem Klima sich nur auf Torfmooren — also besonders kaltem Boden — findet. Da *Betula nana* aber in den Tonen des Dryashorizontes gefunden wird, ist sie wohl auch auf Tonboden gewachsen; denn die

Blattreste dieser Tone machen nicht den Eindruck der Allochtonie. Auf das ganz vereinzelte Vorkommen von *Pinus*pollen weiter einzugehen, ist hier nicht nötig, da sie keine Beweiskraft für das Auftreten von Kiefernwäldern in der Nachbarschaft haben; Pollen können sehr weit verweht werden.

Beweisender noch als die übrigen Pflanzen ist *Salix polaris* für arktisches Klima. Sie fehlt der Alpenflora und lebt heute fast nur noch in den Polarländern. *Salix polaris* findet sich in folgenden spätglazialen Ablagerungen südlich der Nord- und Ostsee: Mehrfach am Nordostseekanal in Schleswig-Holstein, an drei Örtlichkeiten bei und südlich Lübeck, bei Schroop in Westpreußen. Ferner bei Krakau und Krystinopol in Galizien, bei Krutzelried in der Schweiz.

Wir werden also wohl kaum fehlgehen, wenn wir für die liegenden Schichten des spätglazialen Dryastons ein arktisches Klima mit einem Jahresmittel von höchstens 0° annehmen. Daß die Mitteltemperatur an der betreffenden Örtlichkeit zur Zeit des Maximums der Eisbedeckung noch wesentlich geringer gewesen sein muß, kann meines Erachtens keinem Zweifel unterliegen.

Ich habe die Floren Skandinaviens auf das Auftreten von *Salix polaris* durchgesehen und finde bei Hartmann, Handbooki Skandinaviens Flora, Stockholm 1879, nur Lappmark, Jemtland und Herjedalen in Schweden, Dovre in Norwegen angegeben. Lindmann, Svensk Fanerogame Flora, Stockholm 1918, bemerkt auf S. 191: „Nur Lappmarken und Herjedalen in den höchsten und nördlichsten Fjällen. Schließlich gibt das Spezialwerk über skandinavische Weiden: Schedulae ad S. J. Enandri Salices Scandinaviae exsiccatas, Uppsala 1911, für Norwegen: Tromsö und Kongevold, auf dem Dovre in 850 m Höhe, für Schweden: Herjedalen und Jemtland mit je zwei Fundpunkten an. Alle diese Vorkommen liegen aber innerhalb des Polarkreises oder so hoch im Gebirge, daß sie arktisches Jahresmittel haben.

Das Alter der Granitgesteine Kataloniens.

Von Herrn M. Faura y Sans in Barcelona.

(Mit 4 Textfiguren.)

Bevor wir an ein eingehendes Studium der Granitgesteine der katalonischen Region herangetreten sind, haben wir uns über die Meinungen der verschiedenen Geologen, die über diese Materie geschrieben haben, unterrichtet, wie Palassou, Dietricht, Cordier, Charpentier, Dufrenoy, Coquand, François, Durocher, Leymerie, Zirkel, Garrigou, Magnan, Ezquerra, del Bayo, Caralp, Carez, Stuart-Menteath, Mac Pherson, Roussel, Almera, Vidal, Lacroix, Bertrand, Lapparent, Mallada, Font y Sagué, Mangel, Haug, San Miguel usw.

Wir haben verschiedene granitische Zonen zu unterscheiden: Die Pyrenäen vom östlichen Rand bis zum Zentralgebirge; die katalonische Gebirgskette der Küste entlang; die innere Gebirgskette mit dem Massiv des Montseny; das Vorkommen in der Provinz Taragona.

Pyrenäen.

Mallada behauptet, daß das Empordringen des Granits von Maladeta hauptsächlich in den Beginn des Paläozoischen Zeitalters fällt, während derjenige von Panticosa, von Andorra und verschiedener zwischenliegender Flecken im allgemeinen erst nach dem Devon erschienen sei, z. T. sogar nach dem Beginn der Kohlenperiode.

Von Ribas bis Nuria und Canigó herrscht der Granit fast ausschließlich vor. Der Übergang des Granites zum Gneis, ist in dieser Gegend direkt in die Augen springend.

Im Tale von Andorra bildet der Granitgneis die Basis der kristallinischen Schichten, und an vielen Stellen zeigt sich dieser Granitgneis hier in solcher Form, daß man ihn sehr leicht mit dem wirklichen Granit verwechseln kann.

Massiv des Maladeta und im besonderen des Tales von Aran des Pyrenäischen Zentralgebirges, im Norden der Provinz Lerida.

Der graue Granit, ähnlich demjenigen von Andorra, bildet den Hauptbestandteil des Zentralmassivs, das sich vom Maladeta bis zum Hafen von Bonaigua hinzieht, einschließlich des gesamten Amphitheaters der Teiche von Colomés. Es ist dies eines der ausgedehntesten Granitareale in den Pyrenäen. Beim Durchwandern des Gebirgszuges kann man die Beobachtung machen, ganz besonders aber im Hafen von Caldas und dem Berge dels Encantats, daß der Granit eine von WNW nach OSO gerichtete Struktur aufweist, als Folgeerscheinung des Gebirgsdrucks. Zwei kleinere Flecken, die eine gewisse Beziehung zu den vorstehend genannten großen Arealen zu haben scheinen, sind die Granitvorkommen in den Tälern von Tredós und Arties. Diese drei Vorkommen sind durch andersgebaute Gebiete getrennt, in denen dolomitischer Kalkstein vorherrscht. Diese große Granitintrusion durchschneidet die kambrischen Schichten und die Glimmerschiefer.

Katalonische Gebirgskette entlang der Küste.

Eine der drei großen in unserer Halbinsel von Mac Pherson festgestellten Faltungszonen, ist die katalonische Küstenstrecke am Mittelländischen Meer, die in der Gegend von Barcelona beginnt und sich bis zum Rio Tordera erstreckt. Der Granit tritt in der Nähe der Hauptstadt Kataloniens zutage und bildet den größten Bestandteil in dieser Küstenzone, verbirgt sich dann aber auf dem Südabhang des ganzen Gebirgszuges unter dem Post-Pliocän, das sich längs der ganzen Küste erstreckt. Adán de Yarza sagt ganz richtig, daß die zutage tretenden Granitgesteine der Küste, wie es auch die Karte des Herrn Dr. Almera klar und deutlich erkennen läßt, einer Antiklinale entsprechen.

Der Granit tritt im Labyrinth, in San Gines, und zwischen San Andreu und Montcada wieder zutage. Das Granitgestein setzt sich dann auf der anderen Seite des Rio Betos in Santa Coloma de Gramanet fort und bildet bis Malgrat ein einziges Massiv.

Ganz besonders interessant sind einige Gesteine, die sich an verschiedenen Stellen der Gebirgskette in der Granitmasse in einer Ausbildung vorfinden, als wären sie von derselben verdaut worden. Auf dem Hügelchen des Castell des Encantats bei Caldetas de Estrach

tritt eine Granitisierung der paläozoischen Schichten klar in die Erscheinung. In der kristallinen Masse blieben noch zerstreute Reste deutlich sedimentärer Entstehung erhalten. Es ist anzunehmen, daß das Empordringen des Granits auf gebirgsbildende Bewegungen zurückzuführen ist. Der Granit von Barcelona ist durch eine Depression von dem von Gerona getrennt. Auf der Strecke von Pineda nach Orsavinyá kann man verschiedene granitische Intrusionen beobachten, welche die paläozoischen Tonschiefer durchschneiden.

Ja, man kann sagen, daß der Granit am Ende der (karbonisch-permischen) Epoche erschienen ist. Ein weiteres Vorkommen liegt im SSW der Provinz Gerona.

Lithologisch habe ich hier nennenswerte Unterschiede feststellen können, die es von dem des Küstenstrichs von Barcelona trennen. Der Granit wird körnig und außerdem kommen Varietäten von Granit mit großen Kristallen von rötlichem Feldspat vor, die in der erstbenannten Zone nicht auftreten. Dies ist zum Beispiel der Fall in San Feliu de Guixols.

Vorkommen von Martorell. Unabhängig von dem Küstengebirge der Provinzen Barcelona und Gerona haben wir kürzlich ein Granitmassiv entdeckt, das die kambrischen Schiefer durchschneidet. Dieser Granit ist vom Trias bedeckt, von schwarzer Farbe und von porphyrartigem Charakter. Sein Empordringen fällt mit dem Ende der paläozoischen Epoche zusammen.

Innere Gebirgskette mit dem Massiv von Montseny.

Im Innern der Region befindet sich das Massiv von Montseny.

Der Granit ist das Gestein, das in jenem hohen Massiv des Montseny (1720 m Höhe) am meisten vorkommt. Hauptsächlich ist der Granit an der Grenzlinie der Provinzen Barcelona und Gerona entwickelt, zwischen dem Tal von Sau oder Guillerias und den Abhängen des Tordera, um dann in dem oberen Teile des Valles unterzutauchen. Maureta und Thos, welche diese Gegend eingehend studiert haben, machen darauf aufmerksam, daß das Gestein jener Gegend erheblich im Aussehen von demjenigen ab-

weicht, das das Küstengebirge bildet, und zwar nicht nur in bezug auf seine Farbe, in der ein rötlicher Ton vorherrscht, sondern auch in bezug auf seine porphyrartige Struktur, und die Tendenz des Granites, sich in die syenitische Varietät umzuwandeln.

Es sei hier noch bemerkt, daß die granitische Masse in der Gegend der Küste von anderen Graniten von andersartiger Textur und anderen Charaktereigenschaften durchschnitten wird. Der Granit mit rötlichem körnigem Quarz und rötlichem Feldspat scheint gleichen Alters zu sein, wie der im WNW der Küstengebirgskette.

Zwischen den diluvialen und den paläozoischen Schichten der inneren Gebirgskette, die vom Montseny ausgeht, erscheint am Fuße desselben ein granitischer Streifen. Er tritt zuerst am Ausgang des Ortes Muscaroles zutage und erstreckt sich dann weiter im N von San Pere de Vilamajor, den Ortschaften Canoves, Samalús, La Garriga, Atmettla, San Pere de Bigues und Caldas de Montbuy, um dann wieder unter dem Diluvium zu verschwinden, worauf er nochmals auf eine kurze Strecke zwischen San Feliu del Recó bis Castellar hervortritt.

Sehr bemerkenswerte Einzelerscheinungen kann man in diesem Granitgebiet beobachten. Die Tonschiefer des Gollardien sind vom Granit aufgenommen und verdaut worden, so zwischen Canoves und Samalús, ebenso die untere Trias zwischen Bigues und Rielles.

Unabhängig von allen Granitmassen, die hier zutage treten, gibt es noch ein anderes viel interessanteres Vorkommen in Vall Farnés, im Kreise Samalús. Neben dem Hause, das den angegebenen Namen führt, erscheint zwischen paläozoischen Schichten ein Granit, dessen Ausdehnung von Dr. ALMERA festgelegt worden war (Fig. 1). In seinem Zentrum existieren Reste von abgerundeten Gesteinelementen verschiedener Dimensionen, unter anderem Granite, glimmerartige Schiefer und Grauwacken; alle haben sie Granitisierung erlitten, und zwar derart, daß das granitische Magma die freien Lücken ausgefüllt hat, eine Art Arkose darstellend, während es sich in Wirklichkeit nur um eine granitische Verdauung handelt (Fig. 2, 3 und 4).

Die Antiklinale von Vallés, in ihrer Fortsetzung vom oberen Panadés, verursachte das Wiederhervortreten des Granites auf der Strecke von Vallbona bis Capallades. Diese Vorkommen wurden durch VÉZIAN bekannt und von MAURETA

und Thos erwähnt, und zwar in der geologischen Beschreibung der Provinz Barcelona. Der Granit erscheint unter



Fig. 1. Granitvorkommen in Vall Fornés, im Kreise Samalús. Provinz Barcelona.

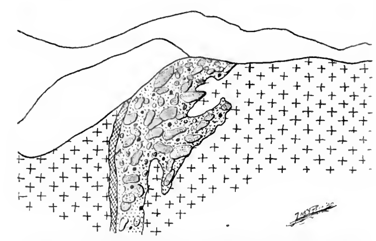


Fig. 2. Einschluß von Resten von abgerundeten, von einem granitischen Magma verdauten Gesteinselementen, u. a. Granit. Glimmerschiefer und Grauwacke.

denselben Bedingungen wie in den vorhergehend erwähnten Fällen, ist sehr zersetzt und von einer etwas porphyrischen Textur. Mit ihm in Berührung stehen die grauen

Glimmerschiefer, die man von Capella bis zum Bahnhof von Pobla de Claramunt beobachten kann, die wahrscheinlich dem oberen Präkambrium angehören, und auf denen die Konglomerate und rötlichen Mergel der Trias im W und des unteren Eocäns im N ruhen.

Von Vilaplana bis Falset (Provinz Taragona). MALLADA hatte bereits die hauptsächlichsten petrographischen Charaktereigenschaften beschrieben, welche die Granite und paläozoischen Schichten in der genannten Provinz zeigen, ohne jedoch genaue Angaben über das Alter



Fig. 3. Granitisches postantrakolitisches, die abgerundeten Gesteinselemente verdauendes Magma.

derselben zu machen. Das Massiv der Priorat hat seine größte Entwicklung von Villalonga, La Selva, Vilaplana, Argentera, Falset, Bellmunt, Cornudella, bis Vilanova de Prades und Esplugas de Francoli und ist in den oberen Teilen der Berge von Prades, La Musara und Montblanch von den Schichten des Trias bedeckt.

Granitische Gesteine erscheinen in vier Hauptvorkommen von La Alforja, Riudecols, Falset und Prades, und verschiedenen anderen kleinen Flächen. Die petrographischen Charaktereigenschaften sind außerordentlich verschieden und

sehr interessant. Viele dieser Gesteine müssen verhältnismäßig jung sein; auf der Strecke von Vilaplana bis Musara beobachten wir ein granitisches Gestein, wahrscheinlich einen porphyrischen Syenit mit zahlreichen Amphibolkristallen, und

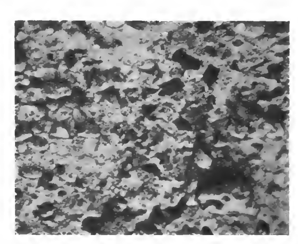


Fig. 4. Schnitt durch ein abgerundetes, in der Verdauungszone befindliches, aus antrakolitischer Grauwacke bestehendes, von Granit umschlossenes Gesteinselement.

in der Tiefe des Tales tritt dieser Syenit in Berührung mit dem roten Sandstein der Unteren Trias. Dieser Sandstein ist gefaltet und aufgerichtet, während die oberen Lager des Muschelkalks vollständig horizontal liegen.

Die Intrusion dieses Syenites fällt demnach in den Anfang der Triasperiode.

Briefliche Mitteilungen.

1. Über eine angeblich bedeutende Verschiebung der mittelrheinischen Gebirge längs des Mittelrheins.

Von Herrn L. VAN WERVEKE.

Magdeburg, den 10. November 1922.
(früher Straßburg i. Elsaß).

In einer neueren Abhandlung[1]) „Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland" nimmt der Verf., O. v. LINSTOW, eine längs der Spalten des mittelrheinischen Grabens erfolgte Verschiebung seiner Randgebirge um etwa 50 km an. Sie kann „erfolgt sein entweder durch Pressung auf dem linken Flügel von N her oder durch Schub aus dem S, der auf den rechten Flügel einwirkte. Wenig wahrscheinlich ist eine beiderseitige, annähernd gleichzeitige Verschiebung." Die Mitwirkung der Alpen wird bei der Ausübung des Schubes als ausgeschlossen erachtet. (S. 56). Ein Versuch zur Erklärung des Vorganges schließt auf S. 57 mit den Worten: „Ob die hier vorgetragene Ansicht eines Erdrisses, der auf Überspannung einer epirogenetischen Bodenbewegung beruht, nicht eines Grabens, vor allem aber die Möglichkeit einer seitlichen Verschiebung der Bruchränder, einer strengen Nachprüfung standhalten wird, muß dem Urteil sachkundiger Fachgenossen überlassen bleiben; es sollte hier wenigstens kurz auf diese sonderbare Erscheinung hingewiesen werden."

Den Auseinandersetzungen ist ein Kärtchen 1:4 000 000 beigefügt, auf welchem vom Ostfuß der Vogesen und der Haardt in ungefähr SW—NO-Richtung nach dem Westfuß des Schwarzwaldes und des Odenwaldes verlaufende gestrichelte Linien die „gleichen Gebirgsglieder" zu beiden Seiten der Rheintalspalten verbinden, aus deren Lage der

[1]) Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 87, 243 Seiten mit 12 Textfiguren und 14 Tafeln.

Verfasser die genannte Verschiebung ableitet. Von S ausgehend vergleicht v. LINSTOW das Bruchfeld von Gebweiler mit dem Bruchfeld von Emmendingen-Lahr und leitet daraus eine Verschiebung von 50—51 km ab. Beide sind hauptsächlich aus Buntsandstein aufgebaut. Legt man die REGELMANNsche Karte zugrunde, auf die der Verf. verweist, so ergibt sich, daß das nördliche Ende des letzteren Feldes, in bezug auf eine W—O-Linie gemessen, rund 38 km, schräg herüber gemessen 62 km weiter nördlich liegt als das des ersteren. „Nach N zu folgt das Granitgebiet zwischen Kolmar und Barr, im NO davon das annähernd gleich lange zwischen Offenburg bis Baden; und sowohl bei Barr als auch bei Baden findet sich plötzlich ein isoliertes Vorkommen von Jura; Betrag der Verschiebung 50—51 km.“ Nach der Karte von REGELMANN reicht das nördliche Ende der Granitmassen bei Baden in bezug auf eine W—O-Linie 46 km, schräg herüber 75 km weiter nördlich als zwischen Dambach und Barr. Eine beide Punkte verbindende Linie verläuft N 58 ° O. Die zum Vergleich herangezogene vogesische Granitmasse besteht zum größten Teil aus Kammgranit, im Norden aus Dambacher Granit, und der Granit des nörlichen Schwarzwaldes, insbesondere die Abart des Granits von Oberkirch oder Ottenhöfen[2]) (= Granit von Durbach nach SAUER), entspricht in seiner Ausbildung so sehr dem Kammgranit, daß es berechtigt ist, beide als Teile eines und desselben eigentümlichen Granitstockes anzusehen. In beiden sind dunkle Ausscheidungen eine häufige Erscheinung. Bei Rappoltsweiler zeigt der Kammgranit eine glimmerreiche, gestreckte Randausbildung, den Glashüttengranit[3]), und bei Durbach der Granit von Oberkirch eine ebensolche Randausbildung, den Durbachit SAUERS[4]). Zum Vergleich sind also beide Granitmassen geeignet. Setzt man die von O. v. LINSTOW gezeichnete Verbindungslinie gegen SW fort, so verweist sie ungefähr auf Gerardmer. Die Westgrenze des Kammgranits verläuft teils westlich von ihr (nördlich von Leberau), teils östlich (südlich die-

[2]) DEECKE: Geologie von Baden, 1. Teil, S. 107.

[3]) L. VAN WERVEKE: Geognostische Untersuchung der Umgegend von Rappoltsweiler. Mitteil. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr. Straßburg 1888, Bd. 1, S. 185.

Derselbe, Bemerkungen zu einigen Profilen durch geologisch wichtige Gebiete des Elsaß. Dieselben Mitteil. 1893, Bd. 4, S. 73.

[4]) A. SAUER: Der Granit von Durbach im nördlichen Schwarzwald und seine Grenzfazies von Glimmersyenit (Durbachit). Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 2, S. 231—276.

ses Ortes). Im ganzen ist aber ihr Verlauf so, daß eine Fortsetzung bei Baden-Baden als eine durchaus ursprüngliche erscheinen kann. Man erhält bei dieser Annahme einen Verlauf des Granitstockes, der sich dem der Granitstöcke des mittleren Schwarzwaldes sehr gut anschließt.

In den Vogesen grenzt der Kammgranit an Gneis, bei Baden-Baden an Schichten, die vielleicht dem Devon angehören. In beiden Fällen hat man es mit ursprünglichen Grenzen, also mit vergleichbaren Punkten zu tun. Bei den von O. v. Linstow erwähnten Jurapunkten bei Barr und Baden könnte man dies aber nur sagen, wenn sie gegenüber anderen Juravorkommen durch eine besondere Eigentümlichkeit ausgezeichnet wären. Das ist aber nicht der Fall, sie sind meiner Ansicht nach Teile, die zufällig aus einer größeren gleich ausgebildeten Masse herausgeschnitten sind. Wie das Vorkommen des Juras bei Barr könnte man gerade so gut das von Sulzbad dem von Baden gegenüberstellen.

An den Granit der Vogesen legt sich nördlich das Rotliegende des Weilertales an, an den des Schwarzwaldes das Rotliegende von Oppenau. Beide Becken müßten, wenn man eine Verschiebung annimmt, diese mitgemacht haben. In beiden Becken sind unter dem Rotliegenden Ottweiler Schichten des Oberkarbons zur Ablagerung gekommen. Das Rotliegende im Breuschtal nördlich vom Weilertal beginnt über Devon erst mit mittlerem Rotliegenden, während ein entsprechendes Becken auf der Schwarzwaldseite fehlt. Mit seiner unteren Abteilung legt sich das Rotliegende südlich vom Weilertal im Becken von Gebweiler und südlich von Baden-Baden im Becken von Oppenau auf ältere als oberkarbone Schichten auf. Die Becken des Weilertales und von Baden-Baden entsprechen sich also durch die in ihnen entwickelte größere Schichtenfolge vollständig, unterscheiden sich dadurch von den Nachbarbecken und sind deshalb sicher vergleichbar. Die Verbindungslinie streicht, wie man es nach den bisher geltenden Anschauungen erwarten muß, varistisch, die Annahme einer Verschiebung ist zur Erklärung der gegenseitigen Lage der Becken nicht notwendig.

„Weiter schließt sich beiderseits eine stark zerrüttete Trias-Schollenlandschaft an: Im W die Partie zwischen Barr und Zabern, im NO diejenige zwischen Baden und Bruchsal. Beide wiederum annähernd gleich lange Zonen werden abgelöst von den Juravorkommen von Buchsweiler im W und Langenbrücken im NO. Ein genaues Ausmaß

für den Grad der Verschiebung läßt sich aus diesen Punkten nicht gewinnen, da die beiderseitigen Juravorkommen verschiedene Ausdehnung besitzen, doch ergeben sich als Grenzwerte 52 und 80 km."

Im S konnte dem Bruchfeld von Gebweiler dasjenige von Emmendingen-Lahr gegenübergestellt werden. Das kleinere Bruchfeld von Rappoltsweiler ist auf der rechten Rheinseite ohne Vertretung. Dasselbe muß von dem größten linksrheinischen Bruchfeld, dem von Zabern, gesagt werden, dem die von O. v. Linstow erwähnte stark zerrüttete Trias-Schollenlandschaft und der Jura von Buchsweiler angehören. Zwischen die nordöstlichen Vogesen, die Pfalzburger Mulde und den SO-Fuß der Haardt einerseits und das Tertiär der Rheinsenke andererseits schiebt es sich mit Zuspitzung im N und im S in einer Länge von über 80 km und in einer Breite bis gegen 20 km ein. Im O aber stößt die Rheinniederung unmittelbar oder doch nur durch sehr schmale mesozoische Reste getrennt an den NW-Fuß des Schwarzwaldes, an die Kraichgaumulde und den Westfuß des Odenwaldes.

Einen guten Vergleich zwischen links und rechts des Rheins, zwischen Pfalzburger und Kraichgaumulde, erhält man, wenn man nicht von den Verwerfungen, sondern von der Fallrichtung der Schichten ausgeht. Von Pfalzburg zieht durch das Juragebiet des Zaberner Bruchfeldes über Buchsweiler und Pfaffenhofen ein Muldentiefstes, und auch der Jura von Langenbrücken liegt in der Mittellinie einer Mulde, von der die Schichten sowohl in nördlicher als auch in südlicher Richtung ansteigen. Verbindet man Pfaffenhofen mit Langenbrücken, so erhält man eine N 60° O streichende Linie. Will man aus der gegenseitigen Lage beider Orte eine Verschiebung herauslesen, so erhält man gegenüber einer W-O-Linie eine solche von 39 km. Ein Vergleich dieser Linie mit der Linie, welche Regelmann für die Saargemünd-Pfälzische Mulde angibt, zeigt, daß auch diese die Streichrichtung N 60° O hat, aber ein Gebiet durchzieht, in welchem jeder Gedanke an eine nördliche Verschiebung ausgeschlossen ist. Man nehme nun die tektonische Übersichtskarte [5]) des östlichen Lothringen, der Saarbrücker

[5]) Diese Karte habe ich als Anlage an verschiedenen Stellen veröffentlicht: 1906 zu Begleitworte zur Höhenschichtenkarte von Elsaß-Lothringen und den angrenzenden Gebieten, 1 : 200 000. Ebenfalls 1906 in: Berichte über die Versammlungen des Oberrhein. Geol. Ver. in Wörth als Tafel I. 1914 in: Mitteil. der

Gegend, der Haardt und des nördlichsten Teils der Vogesen im Maßstab 1 : 400 000 zur Hand und man wird sehen, daß die Mittellinie dieser großen Mulde sich sehr schön den übrigen tektonischen Linien anpaßt, den Streichlinien im nordwestlichen Abhang der Vogesen und in der Haardt, den Linien für den Sattel von Mörchingen, die Mulde von Landorf, den lothringischen Hauptsattel und die Primsmulde. Wer sich den Verlauf der Streichlinien auf dieser Karte genauer ansieht, wird kaum noch daran zweifeln können, daß man es in diesem Gebiet mit einer auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführenden Reihe von flachen Falten[6]) zu tun hat. Die Linie Pfaffenhofen—Langenbrücken entspricht in ihrem Verlauf vollkommen den lothringischen Muldenlinien, sie gehört der SW-NO streichenden Faltenfolge an, welche die Pfalz und Lothringen beherrscht. Es liegt also kein Grund zur Annahme einer Verschiebung des Jura des Kraichgaues gegenüber dem des Zaberner Bruchfeldes in nördlicher Richtung vor.

„Sodann entspricht das Buntsandsteingebiet des Haardtgebirges etwa dem des Odenwaldes, und auch der Granit des letzteren hat sein Gegenstück auf der Westseite in vereinzelten, kleinen, aus dem Buntsandstein herausragenden Vorkommen (Jägertal bei Niederbronn, Gegend westlich von Edenkoben)." (S. 56). Auch hier haben wir es nicht mit einer Verschiebung zu tun, sondern Haardt und Odenwald sind Teile eines SW-NO streichenden Gewölbes, worauf ich schon in 1892 hingewiesen habe[7]). Im Odenwald kommt dem alten Kern eine größere Verbreitung zu als in der Haardt, weil er stärker herausgehoben ist als diese.

„Wenn auch diese soeben geschilderte gesetzmäßige Anordnung der Gebirgsglieder z. T. auf eine varistische Fal-

---

Ges. für Erdkunde und Kolonialwesen zu Straßburg i. Els. für das Jahr 1913. 1916 in: Mitteil. der Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr., Bd. 10, Heft 1, Tafel I.

[6]) Für einen 4600 m langen Querschnitt des lothringischen Hauptsattels zwischen Niederkurzel und Silbernachen habe ich den Betrag des Zusammenschubes zu 4,54 m berechnet, rund 1 m auf 1000 m. — Der Betrag des Zusammenschubes in den lothringischen Sätteln und Mulden. Wiederkehrende oder ursprüngliche Falten? — Jahresber. und Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., Bd. XII, Jahrg. 1922, S. 15—19.

[7]) L. van Werveke: Ausflug nach Buchsweiler im Unterelsaß. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1892, Bd. XLIV, S. 578. — Vgl. auch die Zeichnung auf S. 4 des Aufsatzes: „Die Umgrenzung der Vogesen." — Mitteil. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr. Straßburg 1918, Bd. XI, Heft 1.

tung zurückzuführen sein mag, so nehmen doch auch an der Verteilung der Schichten auch Trias und Jura teil, die also ungleich jünger sind als jene tektonischen Vorgänge." (S. 56). Es ist selbstverständlich, daß die besprochenen Falten im mesozoischen Gebirge nicht durch die varistische, nach Ablagerung des Unterkarbons erfolgte Faltung erzeugt sein können und daß für sie jüngere Faltungen in gleicher Richtung in Betracht kommen müssen. Die Pfalzburger Mulde war schon vor der Ablagerung des Eocäns angedeutet, die Heraushebung der Gebirge erfolgte z. T. während des Oligocäns, teils später[8]). Die jüngeren Falten haben sich den älteren Falten mehr oder weniger angepaßt, teils neu gebildet. Darum spreche ich auch nicht von „posthumen" Falten[9]).

Die scheinbar gegen N vorgeschobene Lage des Juras bei Langenbrücken gegenüber dem von Buchsweiler läßt sich also auf Grund einer Muldenbildung in varistischer Richtung erklären. Die Annahme einer seitlichen Verschiebung ist nicht notwendig. Sie ist es auch nicht für die Nordgrenze der nordschwarzwälder Granitmasse, weil ihre Lage sich aus dem Verlauf der Grenze in den Vogesen erklären läßt. Der Jura bei Barr und bei Baden bietet überhaupt keinen Anhalt zum Vergleich, und dem Bruchfeld von Zabern liegt kein entsprechendes Bruchfeld gegenüber. Das scheint allerdings für die Bruchfelder von Gebweiler und Emmendingen der Fall zu sein, beiden ist zudem eine hohe orographische Lage gemeinsam. Als Bruchfelder gehören sie zum Rheintalgraben, landschaftlich zum Gebirge. Es gilt aber für sie was für den Jura von Barr und Baden gesagt ist.

Die Rotliegend-Becken von Weiler und Baden-Baden liegen sich in varistischer Richtung gegenüber.

Schlecht kommen wir mit der starken Verschiebung gegen N aus, wenn wir den Südrand der alten Massen von Vogesen und Schwarzwald ins Auge fassen. Diese rei-

---

[8]) Vgl. den auf S. 4 unter Anm. 7 genannten Aufsatz. S. 581, und „Die Entstehung des Rheintals." — Mitteil. d. Philomath. Ges. in Elsaß-Lothr., Jahrg. 5. Straßburg 1897. 2. Heft. S. 50—52. Vgl. auch L. van Werveke: Die Entstehung des Mittelrheintals und der mittelrheinischen Gebirge. Eine geotektonische Skizze. — Mitteil. d. Ges. für Erdkunde und Kolonialwesen zu Straßburg i. Els. für das Jahr 1913. Straßburg 1914. S. 34—36.

[9]) Vgl. den auf S. 4 unter Anm. 6 genannten Aufsatz.

chen im Schwarzwald weiter gegen S als in den Vogesen, statt umgekehrt.

Zur Annahme bedeutender Verschiebung gleicher Gebirgsglieder längs der Spalten des mittelrheinischen Grabens liegt also keine Veranlassung vor. Wegen der Verschiebungen geringeren Ausmaßes, welche die bei der Herausbildung des mittelrheinischen Grabens und der mittelrheinischen Gebirge erfolgten Bewegungen veranlaßten, verweise ich auf RÖHRER und die von ihm genannten Schriften[10]).

2. Die varistische Gebirgsbildung des Eulengebirges und ihre Beziehung zu dem „sudetischen" Streichen der Eulengneise.

Vorläufige Mitteilung von Herrn L. FINCKH.

Gelegentlich der geologischen Aufnahmen im Eulengebirge und in der Frankensteiner Gegend wurden wichtige Beobachtungen gemacht, die geeignet sein dürften, in die Frage der Gebirgsbildung der schlesischen Sudeten einiges Licht zu bringen.

Als ich auf Grund meiner Untersuchungen zu der Erkenntnis gekommen war, daß die Gabbros und Peridotite (Serpentine) im Außenrand der Eulengebirgsmasse wie die kleineren, ursprünglich gabbroiden Einlagerungen in den inneren Teilen des Gebirges mit den Granitgneisen des Eulengebirges zusammengehören[1]), wurde die Frage, welches Alter diesen basischen Massen zukommt, auch für die Zeitbestimmung der Auffaltung des Gebirges von großer Bedeutung. Durch den von anderer Seite erfolgten Nachweis von Gabbrogeröllen an der Basis der Oberdevonkalke

[10]) Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und im südlichen Kraichgau. — Mitteil. u. Arbeiten aus d. Geol.-Pal. Institut der Universität Heidelberg, N. F., Bd. 6, S. 8—86 und Bd. 11. S. 36—66.

[1]) L. FINCKH, Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A. f. 1921, Bd. XLII: 1923, S. 825.

von Ebersdorf bei Neurode war ein voroberdevonisches Alter dieser Gesteine festgelegt. Diese nach oben gegebene Begrenzung gilt auch für die Gneise des Eulengebirges, da die oberdevonischen Gneiskonglomerate der Freiburger Gegend und der Kulmkonglomerate des Eulengebirges die Eulengebirgsgneise bereits enthalten. Schwieriger schien es, eine Grenze nach unten zu finden. Wohl hatte ich den Eindruck, daß die Adinolen der Herzogswalder Schichten in der Gegend zwischen Silberberg und Wartha, die das Liegende der Kulmgrauwacken bilden, Kontaktgesteine der Gabbros und Peridotite dieses Gebiets sein könnten. Man kannte aber bisher noch keinen engeren Zusammenhang. Inzwischen ist es mir aber gelungen, Adinolen als Hangendes von Serpentin am Gebirgsrand nahe bei Briesnitz aufzufinden. Das Alter der Herzogswalder Schichten wurde von Dathe als Unterdevon oder Unterstes Kulm angesprochen. Kulmisches Alter dürfte aber nach unserer heutigen Kenntnis nicht in Frage kommen. Dagegen spricht vieles für Unterdevon. Mitteldevon ist in diesem Gebiet unbekannt, es scheint gänzlich zu fehlen. Wenn nun die Gabbros Unterdevonschichten verändert haben, so sind sie wahrscheinlich mitteldevonischen Alters und dann ist auch die Auffaltung des Eulengebirges im Mitteldevon erfolgt. Eine gewisse Bestätigung dieser Auffassung liegt in dem Nachweis Beckes im Altvatergebirge, daß ein Teil der Phyllite dieses benachbarten Gebietes unterdevonisches Alter besitzen und daß also dieser Teil der Sudeten in post-unterdevonischer Zeit aufgefaltet sein muß.

Eine zweite wichtige Feststellung für das schlesische Gebiet ist der von mir erbrachte Beweis, daß die „Syenite" der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse die Kulmgrauwacken des Warthaer Gebirges kontaktmetamorph verändert haben. Die Intrusion der „Syenite" ist also in postkulmischer Zeit erfolgt. Wir haben nun für Schlesien eine erste — voroberdevonische (mitteldevonische?) Phase der varistischen Faltengebirgsbildung und eine spätere permokarbonische zu unterscheiden. — zwei Hauptphasen, die durch die große, bereits im Oberdevon beginnende Kulmtransgression voneinander getrennt werden. Die voroberdevonische Faltung scheint für unser Gebiet die Hauptfaltung darzustellen, sie dürfte der präsideritischen Faltung Denkmanns im Rheinischen Schiefergebirge entsprechen. Die jüngere permokarbonische Phase ist in dem schlesischen Gebiet vorwaltend durch Intrusionstektonik gekennzeichnet.

Sie ist die Zeit, in der die varistischen, also im wesentlichen nordöstlich verlaufenden Faltenzüge durch Nordwestbrüche zerlegt wurden.

Für das Eulengebirge weist H. CLOOS (Gebirgsbau Schlesiens) auf den auffälligen Widerspruch hin, der darin liegt, daß die nordwestlich gerichteten Verwerfungen und permokarbonischen Gänge in der Richtung der nordwestlich, also sudetisch verlaufenden Falten und nicht senkrecht zu ihnen liegen. Dieser Widerspruch ist aber nur scheinbar. Die Gneise des Eulengebirges und seines Vorlandes besitzen tatsächlich vorwaltend nordöstliches Streichen und die Auffassung eines sudetischen Streichens war nur durch besonders starkes Betonen von gelegentlichen Umbiegungen und falsche Deutung des Verlaufes der Augengneise im Südwesten des Gebirges bedingt. Die Augengneise stellen die Randfazies eines intrusiven Gneisgranitkerns dar, der das Gewölbe des Eulenmassivs bildet. Durch einen Nordwestbruch ist der eruptive Kern des Gebirges angeschnitten, dadurch erklärt sich ohne weiteres der nordwestliche Verlauf der Augengneiszone. Auf der Südwestseite des Gebirges ist außerdem auch ein Teil der Paragneise durch spätere Bewegungen in nordwestlicher Richtung geschiefert worden. Hier darf Schieferung und primäre Lagerung nicht verwechselt werden. Der NW-Verlauf der zahlreichen amphibolitischen Einlagerungen wird nur zum Teil sich als richtig erweisen, zum Teil wird er auf falscher Verbindung der Beobachtungsstellen in dem oft schwer übersichtlichen Waldgebiet beruhen. Die von DATHE neben der NW-Richtung oftmals betonte Nordost- bis Ostwestrichtung des Streichens der Eulengneise und der Einlagerungen ist nicht, wie man bisher glaubte, eine untergeordnete, sondern die ursprüngliche Hauptrichtung. Durch die annähernd senkrecht zum Hauptstreichen der Faltenzüge verlaufenden Nordwestbrüche wird das alte varistische Gebirge in zahlreiche Nordwest-Südost-gestreckte Horste und Gräben von größerer oder geringerer Bedeutung zerlegt. Ein solcher Horst mit sudetischer Längserstreckung ist das eigentliche Eulengebirgsmassiv. Über seinen Bau wird später an anderer Stelle eingehender berichtet.

Das kristalline varistische Gebirge schneidet jenseits des Zobten an einer vermutlich nordwestlich gerichteten Störungslinie ab, die das varistische Faltengebirge gegen eine unter Diluvium und Tertiär begrabenen altmesozoischen Tafel abgrenzt. Gefaltete kristalline Gebiete finden sich erst viel weiter östlich im Süden der russischen Tafel. Jenseits die-

ser erhebt sich der in permokarbonischer Zeit aufgefaltete Ural mit nordsüdlichem und zum Teil nordwestlichem Faltenwurf. Während also große Teile des schlesischen Gebietes zu der permokarbonischen Phase Zerrungsgebiete darstellten, in denen zu dieser Zeit Faltungen (in sudetischer Richtung) eine mehr untergeordnete Rolle spielen, ist weit im Osten im Ural ein großes Faltengebirge entstanden, dessen Auffaltung wohl verursacht wurde durch Einsinken großer Schollen, entlang nördlich bis nordwestlich gerichteten Störungslinien. Man könnte daraus schließen, daß die Auffaltung des Ural und die permokarbonische sudetische Faltung genetisch nahe verwandte Vorgänge darstellen, die als Folgeerscheinungen der Schollenzerstückelung im Anschluß an die varistische Gebirgsbildung zu deuten sind.

Wenn man das schlesische Gebiet mit der böhmischen Masse vergleicht, so fällt nach der neueren Deutung sofort eine gewisse Übereinstimmung in den großen Zügen auf. Das im Süden an das Paläozoikum in Nordböhmen anschließende alte Grundgebirge mit seinen hochkristallinen Gneisen zeigt einen mit dem paläozoischen Muldensystem annähernd parallelen Verlauf. In seiner unmittelbaren Fortsetzung nach Nordosten liegt das Eulengebirge mit seinen verwandten Gneisarten. Auch dem Eulengebirge ist nach Nordwesten ein paläozoisches Gebiet, das niederschlesische Schiefergebirge vorgelagert. Diese Übereinstimmung in den benachbarten Gebieten legt doch die Vermutung nahe, daß auch das böhmische Grundgebirge den kristallinen Kern eines varistischen Gebirgs, wenn ich so sagen darf, den Kern eines Hauptzuges der varistischen Alpen darstellt, die in späterer Zeit, wie das schlesische Gebiet durch Nordweststörungen in einzelne große Horste und Gräben zerlegt wurde. Die großen Granitintrusionen, die diesen varistischen Gebirgszug begleiten, sind Intrusivmassen, die in permokarbonischer Zeit in die höheren Schichtenglieder dieses Gebirges eingedrungen sind und die dort, wo sie mit den Phylliten der Phyllitzone in Berührung kamen, diese in höher metamorphe gneisähnliche oder glimmerschieferartige Gesteine verwandelt haben. Solche Kontaktgesteine lassen sich aber von den echten Glimmerschiefern wohl unterscheiden.

Die von F. E. Suess durchgeführte Zweiteilung der kristallinen Gesteine in den benachbarten böhmischen und mährischen Gebieten in moldanubische und moravische Gesteine, deren Entstehung er auf zwei vollkommen getrennte

Gebirgsbildungen von verschiedenem Alter zurückführt, ist doch wohl nicht so scharf, wie SUESS es will, aufrecht zu erhalten. Die den moravischen Gesteinen entsprechenden kristallinen Schiefer des schlesischen Gebiets gehören der Phyllitzone, also der obersten metamorphen Stufe des varistischen Gebirges an. Sie erhalten, wie erwähnt, örtlich Gneis- und glimmerschieferähnlichen Charakter durch die späteren granitischen Intrusionen. In den unter einer solchen Intrusivmasse liegenden Schichten können sich sogar Gesteine mit moldanubischem Charakter entwickeln. („Cordieritglimmerschiefer" in Reichenstein im Liegenden der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse.) Die Eulengneise entsprechen vollkommen den normalen moldanubischen Gesteinen der Tiefenstufe. Wo die durch späteren Granitkontakt veränderten Phyllite auf den Gneisen der moldanubischen Stufe aufliegen, muß selbstverständlich eine normale Glimmerschieferzone entsprechend den Gesteinen einer mittleren Tiefenzone zwischengeschaltet erscheinen.

(Eingegangen am 10. April 1923.)

---

3. Zur Diabasfrage.

Von Herrn L. FINCKH in Berlin.

Wie die früher als Sammelnamen benützten Begriffe „Grünstein" und „Grünschiefer", so wird noch heute die Bezeichnung Diabas in der Gesteinkunde als Sammelbegriff für ganz verschiedenartige basische Eruptivgesteine angewendet. Während man sonst bei den massigen Gesteinen einen scharfen Unterschied zwischen Tiefengesteinen und Ergußgesteinen macht, faßt man noch immer als „Diabase" alle paläovulkanischen Plagioklasaugitgesteine mit oder ohne Olivin zusammen, die durch ophitisch-körniges bis dichtes Gefüge ausgezeichnet sind, gleichviel ob es sich um Tiefengesteine, Ganggesteine oder Ergußgesteine handelt.

W. C. Brögger[1]) hat schon im Jahre 1895 die Notwendigkeit einer schärferen Abgrenzung des Begriffs „Diabas" betont. Er beschränkte daher diesen Namen auf paläotype basische Gang- und Ergußgesteine, also auf die palaeovulkanischen Äquivalente der Feldspatbasalte und Dolerite. Die mit Unrecht als Diabas bezeichneten Tiefengesteine gehören entweder zu den ophitischen Gabbros oder zu den Essexiten. Die von Brögger früher als Olivingabbrodiabase beschriebenen Gesteine des Kirchspiels Gran in Norwegen wurden von ihm später als Essexite erkannt. Auch unter unseren deutschen Diabasen gibt es Tiefengesteine, die teils als Essexite, teils als ophitische Gabbros anzusprechen sind. Eine gewisse Schwierigkeit besteht darin, daß es unter den sicher als Ergußformen zu deutenden Diabasen auch Typen mit gröberem körnigen Gefüge gibt, die den Doleriten entsprechen. Wenn man aber nach den geologischen Verhältnissen und der Art des betreffenden Gesteins seine Tiefengesteinsnatur folgern kann, sollte man es entsprechend seiner stofflichen Zusammensetzung in die Familie der Essexite oder der Gabbros stellen.

Nur die basischen Ergußgesteine werden nach ihrem Alter in drei Gruppen, in die paläovulkanischen Diabase, die mesovulkanischen Melaphyre und die neovulkanischen Basalte getrennt. Die auf Grund der Verhältnisse in den deutschen Mittelgebirgen durchgeführte Trennung von Diabas und Melaphyr beruht auf dem wesentlich verschiedenen Habitus der Diabase, dem sie früher den Namen „Grünstein" verdankten. Dieser Grünsteinhabitus ist, wie Rosenbusch[2]) hervorgehoben hat, bedingt durch die Einwirkung gebirgsbildender Vorgänge auf die ausschließlich dem gefalteten Gebirge angehörigen Gesteine. Die in nicht gefalteten Gebieten auftretenden Diabase zeigen dagegen diesen Grünsteincharakter nicht. Wohl aber sind Gesteine der Gegend von Arosa in Graubünden, denen nach Rothpletz[3]) ein tertiäres Alter zukommt, und die daher als Basalte und Dolerite (z. T. auch als Gabbro) zu bezeichnen sind,

---

[1]) W. C. Brögger: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, Bd. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Kristiania 1895, S. 17.

[2]) H. Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr. der massigen Gesteine. 4. Aufl., Bd. II 2, S. 1160.

[3]) A. Rothpletz: Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die Rhätische Überschiebung. München 1900, S. 56—58.

durch typische Grünsteinbeschaffenheit ausgezeichnet, so daß sie früher als Diabase beschrieben wurden. Die Grünsteine stellen also eine tektonische Fazies der basischen Eruptivgesteine dar. Es wäre aber falsch, unter diesem Namen wieder sämtliche Gabbros, Serpentine und Diabase zusammenzufassen. Ich möchte dagegen vorschlagen, den Namen „Grünstein", der historisch begründet ist, lediglich als Faziesname für wenig metamorphe basische Eruptivgesteine anzuwenden, so daß man also von der Grünsteinfazies z. B. eines Gabbros, eines Diabases oder eines Basaltes sprechen würde.

Für die Basalte hat F. BECKE[1]), zum Teil fußend auf den Arbeiten HIBSCHS, im böhmischen Mittelgebirge eine Zweiteilung durchgeführt in Basalte der pazifischen Sippe und Basalte der atlantischen Sippe. Die besonders auch durch die Art der farbigen Gemengteile wesentlich unterschiedenen beiden großen Gruppen treten, wie BECKE gezeigt hat, entweder gebunden an die jungen Faltengebirge (pazifischer Typus) oder entlang Bruchspalten (atlantischer Typus) auf. Die Basalte des pazifischen Typus sind Ergußformen gabbroider, die atlantischen Basalte solche essexitischer Magmen. Eine Bestätigung dieser Auffassung BECKES ergibt sich aus der Tatsache, daß in den alten Faltengebirgen mit ihren hochmetamorphen kristallinen Gesteinen z. B. in Schlesien niemals Essexite, sondern stets Gabbros auftreten, während in reinen Bruchgebieten Essexite und keine Gabbros vorhanden sind. Wir müssen auch weiterhin versuchen, durch Untersuchungen unserer Diabase unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse eine Klärung der von BECKE aufgeworfenen Frage, ob die von ihm vorgeschlagene Unterscheidung sich auch auf ältere Eruptionsepochen anwenden läßt, herbeizuführen. Die Schwierigkeiten und gelegentlichen Widersprüche, die sich dabei ergeben, sollten uns nicht abschrecken, auf dem von BECKE vorgezeichneten Wege weiterzugehen. Gegenüber den Einwendungen, daß man für eine so eigenartige Abhängigkeit der Art des vulkanischen Magmas von den zur Zeit der Eruption herrschenden tektonischen Bewegungen keine Erklärung habe, weise ich auf die Abgabe von Alkalien, besonders auch an Natron aus dem Magma an die Sedimente der Schieferhüllen hin. Diese muß bei der Bildung der

---

[1]) TSCHERM. Min. petr. Mitt., Bd. XXII, 1903, S. 248–250; S. 386.

kristallinen Schiefer ein wesentlich höheres Maß erreicht haben, als bei der gewöhnlichen Kontaktmetamorphose. Man kann daher wohl daran denken, daß mit einer so starken Mineralisierung großer Gesteinskomplexe eine wesentliche stoffliche Änderung des beteiligten Magmas verbunden war (Entwicklung gabbroider Magmen aus ursprünglich essexitischen).

———

Neueingänge der Bibliothek.

ASSMANN, PAUL: Geologenkalender für 1921/22. Leipzig 1921.
BÄRTLING, R.: Bericht über die geol. Aufnahmen auf den Blättern Hattingen, Bochum und Essen im Sommer 1919. Aus: Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1919. XLII. Berlin 1922.
BECK, HANS: Über Vulkanische Horstgebirge. Aus: Zeitschr. f. Vulkanologie VI. Berlin 1922.
— Physiographische Studie über vulkanische Bomben. Ergänzungsbd. Zeitschr. f. Vulkanologie 1914/15. Berlin.
BEYSCHLAG, F., und W. SCHRIEL: Beitrag zur Kenntnis der Steinkohlenbildungen im Saalegebiet bei Halle. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921, XLII. Berlin 1922.
— Über den gegenwärtigen Stand der Erforschung der deutschen Lagerstätten. Aus: Zeitschr. für angewandte Chemie, 35. Berlin 1922.
BORN, A.: Über die Erscheinungen eines submarinen Ergusses. Aus: Z. D. G. G., 74. Berlin 1922.
— Schweremessung und Landhebung in Skandinavien. Aus: Geolog. Rundschau. XIII. Berlin 1923.
— Ein Beitrag zur Gebirgsbildung des varistischen Bogens. Aus: Geol. Rundschau, XII. Leipzig 1922.
— Die Bedeutung der Meeresströmungen für die geologische Zeitrechnung. Aus: 50. Ber. Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1920.
— Eine Untersilurfauna aus den Montagnes noires (Zentralalpen). Aus: Senckenbergiana, III. Frankfurt a. M. 1921.
— Der Untergrund des Vogelsberges. Aus: Geol. Exkurs. in die Umgegend von Frankfurt a. M., 4. Frankfurt a. M. 1921.
BÖHM, JOH.: Arthropoda. Aus: Slg. Geol. Reichsmuseum Leiden 1922.
BURRE: Bericht über die Aufnahme auf den Blättern Bielefeld und Herford-West in den Jahren 1919 u. 1920. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1920, XLI. II. Berlin 1922.
CROOK, A. R.: The origin of the Cahokia Mounds. Aus: Bull. Jllinois State Mus. Springfield 1923.
DAMMER, BR.: Neuere Beobachtungen an den Diluvialablagerungen der Umgegend von Altenburg, Meuselwitz, Zeitz und Hohenmölsen. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921, XLII. Berlin 1922.
ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über einige epimagmatische Mineralparagenesen im Harz und ihre Bedeutung für die Füllung der Harzer Erzgänge. Aus: Centralblatt Min. Stuttgart 1922.
— Über Alter und Entstehung der Harzer Erzgänge. Aus: Metall und Erz. XIX. Halle 1922.
ERRULAT, F.: Die Fernwirkungen der Explosion von Rothenstein bei Königsberg i. Pr. am 10. April 1920 mit besonderer Berücksichtigung der Bodenerschütterungen.
FULDA, ERNST: Kritische Betrachtungen zu: Prof. Dr. RICHARD LANG, der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., XXX. Halle 1922.

GOEBEL, FRITZ: Zur Altersbestimmung der subherzynen Salzaufbrüche (Transgression von Neokom auf Zechstein) nach neueren Tiefbohrergebnissen. Aus: Z. D. G. G., 74. Berlin 1922.

GOTTSCHICK, F. u. W. WENZ: Über „*Pupa aperta*" SANDBERGER. Aus: Archiv f. Molluskenkde. Schwanheim 1921.

GRAHMANN, RUDOLF: Grundwasserstände in Nordwestsachsen während der Jahre 1919 bis 1921. Aus: Braunkohle 1923.

GRIPP, K.: Die Gebirge um Uesküb. Aus: Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1921.

— Beiträge zur Geologie von Mazedonien. Aus: Abh. Gebiet der Auslandskunde Bd. VII. Reihe C. Naturw. Bd. 3. Hamburg 1922.

GRUPE, O.: Zur Kenntnis der Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1919, XL, II. Berlin 1920.

— Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1920, XLI, I. Berlin 1921.

— Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen. Aus: Z. D. G. G. 74. Berlin 1922.

— Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921, XLII. Berlin 1922.

HARRASSOWITZ, HERMANN L. F.: Die Bedeutung der gesteinsbildenden Vorgänge für die Erzlagerstättenlehre. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., XXIX. Halle a. S. 1921.

— Die Schildkrötengattung *Anosteira* von Messel bei Darmstadt und die Abstammung der Trionychiden. Aus: Palaeontolog. Zeitschrift IV. Berlin 1922

— Die Entstehung der oberschlesischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. Aus: Z. D. G. G., 73. Berlin 1921.

— Landschaftsaufbau am Ostrande der Rheinischen Masse. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1921.

— Die Bauxitlagerstätten des Vogelsberges. Aus: Metall und Erz XVIII (N. F. IX). Halle a. S. 1921.

— Geologisch wichtige Karten, besonders von Deutschland. Aus: Naturw. Monatshefte f. d. biol. usw. Unterricht, XIX. Leipzig 1920.

HOPPE, WALTER: Jura und Kreide der Sinai-Halbinsel. Aus: Zeitschr. Dtsch. Palästina-Ver. 45. 1922.

JAEGER, FRITZ u. LEO WAIBEL: Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika, Bd. II. Landschaften des nördl. Südwestafrika. Aus: Wissenschaftl. Beihefte zum Dtsch. Kolonialblatt. Ergänzungsheft 15. Berlin.

JAUNICK, RUDOLF: Zwei Jugendbriefe von EDUARD SUESS an H. B. GEINITZ. Zugleich ein Beitrag zur Geschichte der Graptolithenforschung. Aus: Der Geologe, 31. Leipzig 1922.

JENTZSCH, ALFRED: Der Wasserhaushalt des Inlandeises. Aus: Geol. Rundschau XII. Leipzig 1922.

KLINCKOWSTROEM, CARL Graf von: Die Wünschelrute als wissenschaftl. Problem. Mit Anhang: Geophysikalische Aufschlußmethoden. Stuttgart 1922.

KOSSMAT, FRANZ: Beiträge zur Kenntnis der Lausitzer Störung und ihrer Vorgeschichte. Aus: Ber. Sächs. Akad. Wiss. LXXIV. Leipzig 1922.

KRANZ, W.: Beiträge zur Klärung der Wünschelrutenfrage. Aus: Zeitschr. prakt. Geol., 29. Halle 1922.
— Übersicht der jüngeren Tektonik von West-Württemberg und Nordwest-Hohenzollern, nach amtlichen Aufnahmen. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921, XLII. Berlin 1922.
— u. D. GEYER: Ein altes Hochtal und Kalktuffe im Gebiet des Grenzbach- und Strudelbachtals, nördlich Weissach. Aus: Jahresh. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., XI. Stuttgart 1922.
— Jüngere Tektonik West-Württembergs, nach amtlichen Aufnahmen und im Rahmen tektonischer Probleme Süd-Deutschlands. Aus: Jahrb. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 78. Stuttgart 1922.
— Der geol. Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. Aus: Rieser Heimatbuch. München 1922.
— Neuzeitliche relative Senkungen sowie seitliche Verschiebungen in Bayern und ihre Bedeutung für die Tektonik Süddeutschlands. Aus: Peterm. Mitt. Gotha 1922. (2 Hefte.)

KRÄUSEL, R.: Beiträge zur Kenntnis der Kreideflora. 1. Über einige Kreidepflanzen von Swalmen. (Niederlande.) Aus: Mededeel. Ryks Geol. Dienst. (A.) 2. Leiden 1922.

KRUSCH, P.: Über die kolloidale Löslichkeit von sulfidischen Erzen, Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und deren Raumbildung. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.
— Erzlagerstättenlehre. Aus: Salomon, Grundzüge der Geologie I. Stuttgart 1922.
— Zur Reform der Wirtschaftsstatistik. Aus: Metall und Erz, XIX. Halle a. S. 1922.
— Die Kriegaufgaben der Geol. Landesanst. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1919, XL, II. Berlin 1921.
— Über das Vorkommen und die Entstehung des Weiß-Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes. Aus: Stahl und Eisen. Düsseldorf 1922.

LANG, R.: Die Herkunft und Bildung der Erze des mitteldeutschen Kupferschiefers. Aus: Z. D. G. G. 73. Berlin 1921.
— Die Verwitterung. Aus: Fortschr. d. Mineral., VII. Jena 1922.

LEDERBOGEN, WILHELM: Geologie unserer Heimat. Nähere Umgebung von Aschersleben. Aschersleben 1922.

LEIDHOLD, CL.: *Rhynchonella Doederleini* DAVIDS., eine kritische Brachiopoden-Untersuchung. Aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XIV. Stuttgart 1922.
— Beitrag zur genauen Kenntnis und Systematik einiger Rhynchonelliden des reichsländischen Juras. Aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XLIV. Stuttgart 1920.

LENCEWICZ, STANISLAW: Les dunes continentales de la Pologne. Aus: Travaux exécutés à l'Institut de géographie de l'Université de Varsovie. Warschau 1922.

MATOUSEK, OSKAR: The geological laws of the population with special regard to the Czechoslowak Republic. Prag 1922.

MERRILL, GEORGE, P.: On meteoric irons from Alpine, Brewster county, Texas, and Signal Mountain, Lower California, and a pallasite from Cold Bay, Alaska. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 61. Washington 1922.

METZGER, ADOLF H. TH.: Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Alandsgebiet. Aus: Bull. Comm. Géol. de Finlande 56. Helsingfors 1922.

Michels, Franz: Das Roteisenerzvorkommen der Grube „Neuelust" bei Nanzenbach (Dillkreis). Aus: Senckenbergiana, III. Frankfurt a. M. 1921.

— Nachträgliche Einwanderung von Geröllen in fertige Sedimente. Aus: Senckenbergiana. II. Frankfurt a. M. 1920.

— Die Grube „Altenburg" bei Laubuseschbach im Taunus. Aus: Z. f. prakt. Geol. XXX. Halle 1922.

Murakami, Hanzo: Geology of the An-shan iron mine district, South Manchuria. Published by the South Manchuria Railway Company 1922.

Müller, Bruno R.: Vorläufiger Bericht über geologische Detailaufnahmen im Görzer Flysch. Aus: Lotos. Prag 1921.

Nordhagen, Rolf: Kalktuffstudien in Gudbrandsdalen. Aus: Vidensk Skrifter. I 9. Kristiania 1921.

Paeckelmann, Werner: Bemerkungen zu O. H. Schindewolfs „Versuch einer Paläogeographie des Europäischen Oberdevonmeeres." Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1922.

— Über das Oberdevon und Unterkarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde auf Blatt Elberfeld. Mit Beiträgen von Herren W. Gothan u. H. Schmidt.
Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921, XLII. Berlin 1922.

Penck, Albrecht: Die Eem-Schwingung. Aus: Verh. Geol.-Mijnbouwk. Genootsch. van Nederland. Geol. Ser. VI. 's-Gravenhage 1922.

— Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Aus: Geol. Fören. Förhandl. XLIV. Stockholm 1922.

— Die Terrassen des Isartales in den Alpen. — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördl. Alpen. Aus: Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Berlin 1922.

— Glaziale Krustenbewegungen. Aus: Sitz.-Ber. Pr. Akad. Wiss. Berlin 1922.

Philipp, H., u. W. Warneck: Geologische Anfängerübungen zur Einführung in das Verständnis geol. Karten und Profile. Braunschweig 1922.

Pietzsch, Kurt: Abgrenzung, geologisches Alter und tektonische Stellung des sächsischen Granulitgebirges. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1922.

— Die geologische Stellung des Gabbrogebietes von Siebenlehn. Aus: Ber. Sächs. Akad. Wiss. LXXIV. Leipzig 1922.

Pompeckj, J. F.: Das Ohrskelett von *Zeuglodon*. Aus: Senckenbergiana, IV. Frankfurt a. M. 1922.

Pratje, Otto: Fossile kalkbohrende Algen. (*Chaetophorites gomontoides*.) in Liaskalken. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1922.

Range, Paul: Die Geologie der Küstenebene Palästinas. Aus: Z. D. G. G. 73. Berlin 1921.

— Begleitworte zur geologischen Karte der Isthmuswüste. Aus: Zeitschr. Dtsch. Palästina-Ver. 45. 1922.

— Hydrologische Beobachtungen in Palästina. Aus: Zeitschr. Dtsch. Palästina-Ver. 45. 1922.

Reck, H., u. H. Pohle: Über einen vermutlich diluvialen Säugetierrest von der Mittellandbahn in Deutsch-Ostafrika. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1922.

SALOMON, W.: Grundzüge der Geologie. Mit Unterstützung zahlreicher Mitarbeiter herausgegeben. Allgemeine Geologie, Teil I. Innere Dynamik. Stuttgart 1922.
SCHUH, FRIEDRICH: Beitrag zur Tektonik unserer Salzstöcke. — Die saxonische Gebirgsbildung. — Salztektonik. Aus: Kali XVI. Halle 1922.
SEIDLITZ, W. v.: Revolutionen in der Erdgeschichte. Jena 1920.
— KARL KOLESCH. Zum Gedächtnis.
— Erfahrungen und Erfolge der Kriegsgeologie. Fortschritte der Naturw. Forschungen v. Prof. ABDERHALDEN, XI. Berlin-Wien 1922.
— Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichen Böhmerwald. Aus: Geol. Rundschau, XII. Leipzig 1922.
— Der Aufbau der deutschen Mittelgebirge. Aus: Zeitschr. f. Naturw., **58.** Jena 1922.
SHANNON, EARL V.: Notes on an andorite-bearing silver ore from Nevada. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 60. Washington 1922.
— Verlandennite from a new locality in Tulare County, California. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 60. Washington 1922.
SIEGERT, LEO: Beiträge zur Kenntnis des Pliocäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 90. Berlin 1921.
STEENHUIS, J. F.: Lijst van geschriften welke handeln over of van Belang zijn voor de Geologie van Nederland (1907—1920). Aus: Mededeel. Rijks Geol. Dienst (A.) 1. Leiden 1922.
STIELER, CARL: Über sogenannte Mortoniceraten des Gault. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1920.
— Anomale Mündungen bei Inflaticeraten (Unter Berücksichtigung derselben Erscheinung bei anderen Mollusken). Aus: N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. **42.** Stuttgart 1922.
— Über Gault- u. Cenoman-Ammoniten aus dem Cenoman des Cap Blanc Nez. Mit besonderer Berücksichtigung der Gattung *Schloenbachia*. Aus: N. Jahrb. Min. II. Stuttgart 1922.
— Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte". Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1922.
— Neuer Rekonstruktionsversuch eines liassischen Flugsauriers. Aus: Naturw. Wochenschr. N. F. XXI. Jena 1922.
STREMME, H., u. K. v. SEE: Über eine landwirtschaftliche Bodenkarte nebst Bemerkungen über die geologisch-agronomische Flachlandaufnahme des Gebiets der Freien Stadt Danzig. Aus: Z. D. G. G. **74.** Berlin 1922.
— u. E. MOLDENHAUER: Ingenieurgeologische Baugrundkarte der Stadt Danzig. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XXIX. Halle 1921.
TEILHARD DE CHARDIN, PIERRE: Les Mammifères de l'éocène inférieur français et leurs gisements. Aus: Ann. de paléontologie X. 1916—1921. Paris 1922.
THALMANN, HANS: Stratigraphische Untersuchung des Bathonien der Umgebung von Engelberg. Aus: Mitt. Naturf. Ges. Bern. VI. Bern 1922.
— Über das Bathonien von Engelberg. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Paläontologie der Dogger-Malmgrenze in den

helvetischen Decken. Aus: Jahrb. Philosoph. Fakultät der Universität Bern, II. Berlin 1922.

Torcelli, Alfredo, J.: Obras completas y correspondencia cientifica de Florentino Ameghino. Vol. III. La antiguedad du Hombre en La Plata. La Plata 1915.

Wagner, Georg: Berg und Tal im Triasland von Franken und Schwaben. Aus: Erdgeschichtl. u. landeskundliche Abhandl. aus Schwaben und Franken. Heft 4. Öhringen 1922.

Wagner, Richard: Neue Beobachtungen aus dem Muschelkalk und Röt von Jena. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921. XLII. Berlin 1922.

Wenz Wilhelm: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. Aus: Ber. Wetterau-Ges. f. d. ges. Naturk. in Hanau 1909 bis 1922. Hanau 1922.

— Eine neue Lauria aus dem Obermiocän von Steinheim am Albuch. Aus: Archiv f. Molluskenkunde. Schwanheim 1922.

— *Pinna hassiaca* Steuer, aus den Meeressanden von Weinheim b. Alzey. Aus: Ebenda 1922.

— Über die zoogeographischen Beziehungen der Land- und Süßwassermollusken des europäischen Tertiärs. Eine Entgegnung an Herrn P. Oppenheim. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1921.

— Zur Frage der Altersstellung des schwäbischen Tertiärs. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1921.

— Die Entwicklungsgeschichte der Steinheimer Planorben und ihre Bedeutung für die Deszendenzlehre. Aus: 52. Ber. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1922.

— Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf I u. II. Aus: Senckenbergiana III. Frankfurt a. M. 1921.

Wichmann, Ricardo: Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julian y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Aus: Ministerio de agricult. Bol. Nr. 30 Serie B. (Geologia). Buenos Aires 1922.

Wolff, Wilh.: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins unter Berücksichtigung des nordhannoverschen Nachbargebiets. 2. Aufl. Hamburg 1922.

Wurm, A.: Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg. [*Ptychites dux* Gieb. nud *Velopecten Albertii* (Goldf.) Philippi] Aus: Z. D. G. G. **66.** Berlin 1914.

— Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. Aus: Z. D. G. G. **71.** Berlin 1919.

— Zur Geologie von Ostmazedonien. Aus: N. Jahrb. Min. 1922. I. Stuttgart 1922.

— Über die neu aufgedeckten Erbendorfer Blei-Zinkerzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. Aus: Geognost. Jahresheft **34.** 1921. München 1922.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 5–10. 75. Band. 1923.

Berlin 1924.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

(Fortsetzung des Inhalts nächste Umschlagseite)

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5–10. **1923.**

Protokoll der Sitzung am 2. Mai 1923.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und gibt bekannt, daß als Mitglieder der Gesellschaft aufgenommen zu werden wünschen:

Fräulein Dr. GERTRUD STELZNER in Berlin-Halensee, Georg-Wilhelm-Str. 2, vorgeschlagen von den Herren DIENST, ALBRECHT PENCK und SOLGER;

Das Mineralogisch-petrographische Institut der Universität Laibach, vorgeschlagen von den Herren DIENST, POMPECKJ und SOLGER;

Herr Studienrat HANS WEBER in Eisenach, Barfüßertor 15, vorgeschlagen von den Herren HESS v. WICHDORFF, SOERGEL und E. ZIMMERMANN I.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften werden vorgelegt und vom Vorsitzenden besprochen.

Sodann erhält Herr **A. LEPPLA** das Wort zu seinem Vortrage **„Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges“**[1]).

An der Erörterung beteiligen sich Herr POMPECKJ und der Vortragende.

---

[1]) Siehe S. *80*.

Im Anschluß spricht Herr **L. FINCKH „Zur Diabasfrage“**[2]).

In der Erörterung sprechen die Herren MICHELS. SCHLOSSMACHER, BELOWSKY, RECK, POMPECKJ und der Vortragende.

v. w. o.

POMPECKJ. SOLGER. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 6. Juni 1923.

Vorsitzender: anfangs Herr BEYSCHLAG, darauf Herr POMPECKJ.

Herr POMPECKJ lädt die Gesellschaft zur Sitzung der Gesellschaft für Höhlenforschung am Freitag, den 8. Juni, und zu dem Vortrag des Herrn SATO über die Eisriesenhöhlen des Tennengebirges ein.

Außerdem lädt die Palaeontologische Gesellschaft zu ihrer Jahresversammlung in Wien (24.—29. September) ein.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Herr Dr. HANS HLAUSCHEK in Berlin, vorgeschlagen von den Herren BEHREND, DIENST und MICHAEL;

Herr Assistent HANS SEIFERT in Berlin, Mineral. Institut d. Universität, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, JANENSCH und KALB;

Herr stud. geol. WILHELM SIMON in Hamburg und

Herr Oberlehrer WILHELM WAGENER in Hamburg, beide vorgeschlagen von den Herren DIENST, GRIPP und WYSOGORSKI;

Herr Bergingenieur RICHARD ZÜCKERT in Berlin-Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren BEHREND, BERNAUER und HARBORT.

Nach Vorlegung der Büchereieingänge spricht Herr **F. BEYSCHLAG** über **„Das Gold der Eder“**[1]).

An der Aussprache beteiligen sich die Herren KRUSCH[2]) und POMPECKJ.

---

[2]) Siehe S. 56.
[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen der Preuß. Geol. Landesanstalt.
[2]) Siehe S. 87.

Darauf berichtet Herr E. ZIMMERMANN I über „**Die oligocänen Elsterkiese, ihre Feuersteinführung und ihre allgemeine geologische Bedeutung**".

In der Erörterung sprechen die Herren WEISSERMEL, HOHENSTEIN, POMPECKJ, SCHLAGINTWEIT, BÄRTLING und der Vortragende.

Hierauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. BÄRTLING. SOLGER.

Protokoll der Sitzung am 4. Juli 1923.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und teilt das Ableben der Mitglieder CARL SCHMIDT in Basel, ERNST KAUFHOLZ in Goslar und FRITZ M. BEHR in Kolumbien mit, denen er warme Worte des Nachrufs widmet. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Andenkens an die Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Studienassessor PAUL WENNER in Witten, Parkweg, vorgeschlagen von den Herren BALKENHOL, OBERSTE BRINK und WEGNER;

Herr Bergbaubeflissener WERNER HENTRICH in Crefeld-Bockum, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und WEISSERMEL;

Herr RICHARD PURKERT in Graz, Johanneumring 8, vorgeschlagen von den Herren HANS BECKER, KOSSMAT und KRENKEL;

Herr OTTO WEG in Leipzig, Königstraße 3, vorgeschlagen von den Herren HANS BECKER, KOSSMAT und KRENKEL;

Herr Geologe ILIJA GINSBURG in Berlin-Steglitz, Kissinger Straße 15 I, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, KALB und SEIFERT;

Herr Oberlehrer Dr. WALGER in Darmstadt, Am Erlenberg 14, vorgeschlagen von den Herren DIENST, POMPECKJ und STEUER;

Fräulein BEATA HAMLET in Hamburg 39, Baumkamp 14, Fräulein FRIDA APITZ in Altona-Elbe, Steinstr. 94 und Fräulein GERTRUD NASEMANN in Hamburg 24, Papenhuderstr. 41—43,
vorgeschlagen von den Herren ERNST, GRIPP und WYSOGORSKI;

Das *Geologische Institut der Universität Köln* in Köln, Claudiusstr. 1, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PHILIPP und SEITZ;

Herr Studienrat Dr. K. BURK in Lübeck, Roeckstraße 20a, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und RANGE;

Herr Assistent Dr. K. H. SCHEUMANN in Leipzig, Talstraße 31, vorgeschlagen von den Herren DIENST, ERICH KAISER und RINNE;

Herr Dr. WILHELM WEILER in Worms, Libenauer Straße 48, vorgeschlagen von den Herren BROILI, SCHOTTLER und Frhr. STROMER v. REICHENBACH;

Herr cand. geol. EUGEN FISCHER in München, Türkenstraße 11 I, vorgeschlagen von den Herren BROILI, DE TERRA und LEUCHS;

Herr cand. geol. OSWALD SCHMIDT in München, Eisenmannstr. 1, vorgeschlagen von den Herren BROILI, ERICH KAISER und LEUCHS;

Herr wissensch. Mitarbeiter am Zeißwerk KARL GUNDLACH in Jena, Magdelstieg 20, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und v. SEIDLITZ;

Herr Sektionsgeologe Privatdozent Dr. ARTUR WINKLER in Wien III/1, Rasumofskygasse 23, vorgeschlagen von den Herren BROILI, HIBSCH und TRAUTH;

Herr Sektionsgeologe Privatdozent Dr. ERICH SPENGLER in Wien III/1, Rasumofskygasse 23, vorgeschlagen von den Herren BROILI, ERICH KAISER und TRAUTH;

Herr Privatdozent Dr. ROBERT SCHWINNER in Graz, Harrachgasse 26 II, vorgeschlagen von den Herren BROILI, ERICH KAISER und Frhr. STROMER v. REICHENBACH;

Fräulein Lehrerin GERTRUD ERNST in Liegnitz, Neue Goldberger Straße 54, vorgeschlagen von den Herren CLOOS, DIENST und PICARD;

Herr stud. geol. EMIL KÜHNEWEG in Berlin-Friedenau, Alleestr. 23, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, JÜNGST und ROHLEDER;

Fräulein HERTHA SIEVERTS in Berlin-Lankwitz, Lessingstr. 6a, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, POMPECKJ und SOLGER;

Herr Professor TADAO FUKUTOMI in Tokio, vorgeschlagen von den Herren DIENST, FLIEGEL und KEILHACK;

Herr cand. geol. STRECKEISEN in Basel, Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren EBERT, GRUPE und STILLE;

Herr Ihr. Dr. C. G. S. SANDBERG aus Haarlem (Holland), z. Z. München, Neuhauser Str. 51 II, vorgeschlagen von den Herren ERICH KAISER, STORZ und Frhr. STROMER v. REICHENBACH.

Die Genannten werden in die Gesellschaft aufgenommen.

Der Vorsitzende legt die im Austausch und als Geschenke eingegangenen Druckschriften vor und macht ebenso wie Herr KEILHACK eine kurze Mitteilung über die Teilnahme an der Hauptversammlung in München.

Herr K. KEILHACK gibt ein **Referat über „Die Methoden der postglazialen Zeitmessung nach Jahren“.**

Zu dem Vortrag sprechen die Herren WERTH, POMPECKJ und der Vortragende.

Herr **W. GOTHAN** legt vor und bespricht das Werk ZALESSKYS über **„Die Angaraflora“** (1918) und die Monographie KIDSTONS über **„Die Britische Karbonflora“** (Teil I, 1923).

An der Aussprache beteiligen sich Herr POMPECKJ und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

POMPECKJ HAARMANN DIENST.

Protokoll der Hauptversammlung in der Alten Akademie in München am 4., 5. und 6. August.

Geschäftsführer: die Herren BROILI und ERICH KAISER.

Protokoll der Sitzung am 4. August 1923.
Beginn der Sitzung 8 Uhr 15 Min. vorm.

Vorsitzender: Herr BROILI.

Herr BROILI eröffnet die Sitzung als Geschäftsführer und begrüßt gleichzeitig im Namen seines Kollegen im Amte, Herrn E. KAISER, die Mitglieder der diesjährigen Hauptversammlung, sowie die erschienenen Ehrengäste, die Vertreter der Ministerien, der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, der Universität, der Technischen Hochschule und der übrigen staatlichen Behörden und Institute, sowie die Vertreter derjenigen industriellen Firmen und Gewerkschaften, welche durch weitgehende Unterstützung die Geschäftsführung in den Stand setzten, nicht nur die Vorbereitung der Versammlung und der Exkursionen ohne Inanspruchnahme der Mittel der Gesellschaft oder irgendwelcher staatlicher Beihilfen durchzuführen, sondern insbesondere einer großen Zahl jüngerer Fachgenossen ansehnliche Beihilfen zu gewähren, wodurch denselben die Teilnahme an der Tagung ermöglicht wurde.

Er führt weiter aus:

Nachdem im Juli 1848 in Berlin durch die Herren v. BEUST, BEYRICH, L. v. BUCH, v. CARNALL, EHRENBERG, EWALD, GIRARD, A. v. HUMBOLDT, KARSTEN, MITSCHERLICH, J. MÜLLER, G. ROSE, WEISS die Aufforderung zur Bildung einer geol. Gesellschaft erfolgt war, welche sich dann am 28. Dezember des nämlichen Jahres im Gewerbeinstitut zu Berlin, Klosterstraße 36, konstituierte, vollendet in diesem Jahr die Gesellschaft das 75. ihres Bestehens. Die Absicht des Vorstandes, die Versammlung in Regensburg tagen zu lassen, war leider nicht ausführbar. Hier hatte unter der Geschäftsführung von SCHAFHÄUTL aus München die 1. allgemeine Versammlung vom 25.—27. September 1849 stattgefunden! BEYRICH hatte die erste

geol. Karte aus der Umgebung von Regensburg vorgelegt, die klassische Tegernheimer Schlucht wurde besucht und im Anschluß an die Tagung fand eine „Reise nach Kelheim, Ingolstadt, Eichstädt, Pappenheim und Solnhofen in den Tagen vom 27. September bis 2. Oktober" statt.

Bayerns Hauptstadt genießt mit Bonn und Greifswald zum dritten Male die Auszeichnung die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in ihren Mauern begrüßen zu dürfen.

Im Jahre 1875 durfte München sie zum ersten Male bewillkommnen. Die Tagung wurde am 12. August durch Herrn GÜMBEL eröffnet, Herr v. DECHEN leitete den Vorsitz, die Herren DAMES, v. AMMON und DOELTER waren Schriftführer. Außer LAUBE, BALTZER, BEYRICH, PFAFF, sprach Herr GROTH aus Straßburg, der einzige, den wir als Mitglied der damaligen Tagung heute hier begrüßen dürfen, „über Versuche, welche er über die Elastizität regulärer Kristalle nach verschiedenen Richtungen hin angestellt hatte." Herr GÜMBEL legte außerdem der Versammlung eine Festschrift vor: „Abriß der geologischen Verhältnisse der Tertiärschichten bei Miesbach" usw., mit zwei Karten. Den Beschluß jener Tagung bildete eine dreitägige Exkursion in dieses Gebiet, sowie auf den Wendelstein und die Umgebung des Spitzingsees.

Am 14. September 1899 — München stand damals unter dem Banne des infolge einer katastrophalen Regenfazies veranlaßten Einsturzes dreier seiner Brücken — hieß K. v. ZITTEL die Gesellschaft zum zweiten Male willkommen. In seiner belebenden Art gab er einen knappen Überblick über die Entwicklung der Geologie in Bayern seit den Tagen von M. FLURL bis auf seine Zeit. Als Festgabe konnte er neben anderm den Teilnehmern eine Sondernummer der Geognostischen Jahreshefte „Geognostisches aus Bayern" überweisen mit Arbeiten von AMMON, REIS, PFAFF und SCHWAGER. Einen großen Teil der Tagung nahmen Statutenberatungen in Anspruch. Unter anderen sprach Herr ROTHPLETZ über „Das Rhätikon und die große rhätische Überschiebung", und Herr v. ZITTEL über „Die Entwicklung der Wengener, Cassianer und Raibler Schichten auf die Seiser Alp in Tirol". Die Exkursionen des Jahres 1899 bewegten sich teilweise innerhalb des nämlichen Gebiets wie die der diesjährigen Tagung. So führten die Herren WEINSCHENK und OEBBECKE in den Bayerischen Wald und das Fichtelgebirge, Herr v. AMMON in den Jura, die Herren

Rothpletz und Weber nach der den Deutschen geraubten Heimat Walter v. d. Vogelweides und Oswald v. Wolkensteins, nach Südtirol, auf den Schlern, den Rosengarten und in das klassische Predazzo. Mit Wehmut gedenken wir bei der Nennung der bei der damaligen Tagung beteiligten Namen derjenigen Männer unter ihnen, die nicht mehr unter uns weilen: Unser v. Zittel verließ uns im Januar 1904; Rothpletz im Januar 1918, Weinschenk im März 1921 und v. Ammon im Juli 1922.

Die von Zittel am Schluß seiner Ausführungen ausgesprochene Hoffnung auf einen Neubau der staatlichen Sammlungen und Institute hat sich nicht verwirklicht. Wir begrüßen die Gesellschaft noch in dem gleichen Hause. Die Sammlungen haben zwar seit jenen Tagen bedeutend an Ausdehnung gewonnen, aber das Institut, aus dem dank der hochherzigen Stiftung von Rothpletz nun zwei geworden sind, muß sich mit den kleinsten Räumen innerhalb der Akademie begnügen.

Zum Schluß dankte der Geschäftsführer den Exkursionsführern, sowie namentlich den Herren, die für die Zimmerbeschaffung tätig waren.

Anschließend hieran begrüßt Herr v. Drygalski die Teilnehmer der Versammlung im Namen der Universität.

Herr v. Groth spricht Begrüßungsworte im Auftrage der Bayerischen Akademie der Wissenschaften.

Herr O. M. Reis begrüßt die Gesellschaft im Namen der Geologischen Landesuntersuchung von Bayern.

Der Vorsitzende der Gesellschaft Herr Beyschlag dankt für die in den Begrüßungsansprachen zum Ausdruck kommende herzliche Aufnahme der Gesellschaft und dankt besonders den Herren Geschäftsführern Broili und E. Kaiser für die unendliche Mühe, die sie sich unter den schwierigen Verhältnissen dieses Jahres mit der sorgfältigen Vorbereitung der Tagung gemacht haben. Er gibt ganz besonders auch der Freude Ausdruck, daß die Gesellschaft eine Anzahl ihrer ältesten Mitglieder auf ihrer diesjährigen Hauptversammlung begrüßen durfte.

Darauf werden zu Vorsitzenden für die einzelnen wissenschaftlichen Sitzungen durch Zuruf gewählt: für den 4. August Herr Broili, für die Vormittagssitzung am 5. August Herr Steinmann, für die Nachmittagssitzung desselben Tages Herr Stille, für die Sitzung am 6. August vormittags Herr E. Kaiser, für die Nachmittagssitzung am 6. August Herr Kossmat.

Als Schriftführer für die ganze Dauer der Tagung werden gewählt die Herren ARLT, BERNAUER und E. KRAUS.

Darauf eröffnet Herr BROILI als Vorsitzender die

wissenschaftliche Sitzung

und erteilt Herrn **K. BODEN** das Wort zu seinem Vortrage: **„Der geologische Bau der bayerischen Alpen“**[1]).

Anschließend spricht Herr **K. LEUCHS** über das gleiche Thema als Einführung zu den Hochgebirgsexkursionen[2]).

Dann hält Herr **ALB. HEIM** seinen angekündigten Vortrag **„Vorweisung einer tektonischen Gesamtkarte der Alpen von R. STAUB und Erläuterung derselben“.**

Herr **KOBER** spricht **„Zum Deckenbau der Ostalpen“.**

Herr **TILMANN** über **„Ostalpen und Dinariden“.**

In der Erörterung dieser fünf Vorträge sprechen die Herren LEBLING, KOSSMAT, STEINMANN, RICHTER, SEIDL, KOBER, PAULCKE und SCHWINNER.

Sodann trägt Herr **WINKLER** vor über **„Die tektonischen Probleme der östlichen Südalpen“.**

Herr **SCHWINNER** spricht über **„Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone“**[3]).

Herr **MOHR** spricht über **„Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen“**[4]).

Zur Erörterung dieser Vorträge sprechen die Herren KOSSMAT, WINKLER, LEBLING, STEINMANN, und SCHWINNER.

Um 3 Uhr 15 Minuten wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

F. BROILI. ARLT. BERNAUER. A. M. KRAUS.

Am Nachmittag desselben Tages fand satzungsgemäß eine gemeinsame Sitzung des Vorstandes und Beirates unter Vorsitz von Herrn BEYSCHLAG statt, an der teilnahmen die Herren BÄRTLING, BEYSCHLAG, BROILI, DEECKE, DIENST, HAARMANN, LEUCHS, PICARD, SOLGER, STREMME und O. WILCKENS.

---

[1]) Siehe S. *89*.
[2]) Siehe S. *100*.
[3]) Der Vortrag erscheint im nächsten Heft.
[4]) Siehe S. *114*.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 5. August 1923.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Nachricht vom Tode der Mitglieder Bergrat Dr. FLEGEL und Professor Dr. A. H. GRABAU.

Zur Ehre der Verstorbenen erheben sich die Anwesenden.

Als Mitglieder werden aufgenommen:

Herr konz. Markscheider OTTO SCHLEIER in Mülheim-Ruhr-Heißen;
Herr Stadtingenieur WILHELM KLINGNER in Dortmund;
Herr Bergassessor Dr. TRÜMPELMANN in Bochum;
Herr Geologe Dr. SEEMANN in Hersbruck in Bayern;
Herr konz. Markscheider CL. WENIG in Kattowitz (O.-S.);
Herr Konrektor GÖLDNER in Liegnitz;
Herr mag. geol. THEODOR HEINRICHSON in Halle a. S.;
Herr Forstmeister F. GOTTSCHICK in Tübingen;
Herr Studienrat Dr. G. KAPPE in Bremen;
Herr Major Dr. H. PHILIPPI in Seefeld (Oberbayern);
Herr Assistent Dr. W. EDER in München;
Herr cand. geol. ERICH HILDEBRAND in Braunschweig;
Herr Dipl.-Ing. EDELMANN in Freiberg i. S.;
Herr Dr. ERNST KAHRS in Essen;
Herr stud. rer. nat. STEPHAN LÖWENGARB in Tübingen;
Herr FR. HIMMELBAUER in München;
Herr stud. rer. nat. HANS SCHELLACK in Tübingen.

Darauf werden zu Rechnungsprüfern gewählt die Herren THOST und P. G. KRAUSE.

Herr DIENST legt als Archivar der Gesellschaft das Protokoll über die satzungsgemäß vorgenommene Prüfung der Bücherei vor und berichtet eingehend über die Bibliothek.

Der Schatzmeister Herr PICARD legt die Kassenprüfungsprotokolle vor und berichtet über die Finanzlage der Gesellschaft. Er legt dar, daß die Wirkung der fortschreitenden Geldentwertung durch rechtzeitigen Ankauf von Druckpapier nach Möglichkeit aufgehoben wurde.

Gemeinsam mit Herrn BÄRTLING, der als Schriftleiter über den Stand des Druckes der Zeitschrift berichtet, wird von ihm darauf hingewiesen, daß als weitere Maßnahme gegen eine Entwertung der Gelder der Gesellschaft der Druckerei Anzahlungen auf die Druckkosten ge-

geben sind, Dadurch ist erreicht, daß die Druckerei die Verpflichtung zum Druck eines entsprechenden Satzumfangs zu den Druckpreisen des Zahlungstags übernahm. Herr BÄRTLING fordert mit Rücksicht auf die Finanzlage der Gesellschaft, daß der Schriftleitung das Recht zur stärksten Kürzung aller eingehenden Manuskripte eingeräumt wird. Der Vorschlag findet allgemeine Zustimmung.

Herr JOH. WALTHER schlägt zur Verminderung der Druckkosten vor, in den Monatsberichten bei den neuaufgenommenen Mitgliedern die Paten fortzulassen, die Neueingänge der Bibliothek nicht mehr abzudrucken und die rein geschäftlichen Mitteilungen soweit als möglich in den Protokollen einzuschränken. Zur Verminderung der Portokosten werden Sammelsendungen an eine Zentrale (Universitätsinstitut, Landesanstalt usw.) vorgeschlagen.

Die Herren DIENST und BÄRTLING sprechen zu diesen Vorschlägen. Nach den Ausführungen von Herrn DIENST ist Fortlassung der Neueingänge nicht möglich, da dies die billigste Form der Empfangsbestätigung ist. Viele Autoren legen auch Wert darauf, daß die eingesandten Arbeiten hierdurch bekannter werden.

Sammelsendungen an Institute wurden bereits mehrfach versucht, haben aber sehr oft zu Unzuträglichkeiten und Reklamationen geführt.

Herr BÄRTLING weist darauf hin, daß eine Ersparung an Druckkosten durch Fortlassung der Büchereieingänge nicht eintritt, da diese immer nur zum Bogenausgleich benutzt werden. Wenn der Raum freibliebe, so müßte er doch bezahlt werden.

Die Herren AXEL SCHMIDT und STEINMANN schlagen Versendung der Zeitschrift durch das Postzeitungsamt vor.

Herr E. KAISER weist auf die schlechten Erfahrungen hin, die bei anderen wissenschaftlichen Zeitschriften mit dieser Versendungsart gemacht sind.

In demselben Sinne äußert sich Herr DIENST.

Die Versammlung beauftragt den Vorstand mit der weiteren Prüfung und Entscheidung dieser Frage.

Herr DIENST berichtet über die Möglichkeit des Neudrucks des Katalogs der Bücherei.

Es wird dazu auf Vorschlag des Vorstands beschlossen, daß die Kosten durch Subskription sichergestellt werden sollen.

Der Zeitpunkt wird dem Vorstand überlassen.

Sodann werden als Orte der nächsten Hauptversammlung Danzig und Königsberg i. Pr. bestimmt.

Als Geschäftsführer werden die Herren STREMME-Danzig und ANDRÉE-Königsberg gewählt.

Herr AXEL SCHMIDT lädt im Auftrage von Herrn BRÄUHÄUSER die Gesellschaft ein, ihre Hauptversammlung im Jahr 1926 in Stuttgart abzuhalten. Die Württembergische Geologische Landesanstalt feiert dann ihr 25jähriges Bestehen.

Der Vorsitzende dankt den Herren AXEL SCHMIDT und BRÄUHÄUSER für diese Einladung. Ein endgültiger Beschluß wird für die Hauptversammlung im Jahr 1925 zurückgestellt.

Darauf wird die geschäftliche Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. ARLT. BERNAUER. A. M. KRAUS. BÄRTLING.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am Vormittag des 5. August 1923.

Vorsitzender: Herr STEINMANN.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung durch Erteilung des Wortes an Herrn **F. SOLGER** zu seinem Vortrag über **„Das Gesamtbild der jungtertiären Faltung"**.

Sodann spricht Herr **SEIDL** über **„Die Salzlagerstätten der Alpen und ihre Bedeutung für die Tektonik der Alpen"**.

Herr **SPENGLER** hält den angekündigten Vortrag über **„Der geologiche Bau des Salzkammerguts"**[1]).

Herr **ARNOLD HEIM** (als Gast) berichtet über **„Neue Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten"**.

Herr **KRAUS** trägt vor über **„Bau und orogenetischer Absatzrhythmus im Bereiche des Allgäuer Molassetroges"**.

Nach einer Pause von 15 Minuten spricht Herr v. **SEYDLITZ** über **„Die Zimba-Seesaplanascholle als Beispiel ostalpinen Gebirgsbaus"**[2]).

1) Siehe S. *133*.
2) Siehe S. *134*.

Dann hält Herr **M. RICHTER** seinen angekündigten Vortrag **„Der Nordrand der ostalpinen Geosynklinale“**[1]).

Zur Erörterung aller Vorträge, und zwar zunächst zu den Vorträgen über den Bau der Ostalpen sprechen die Herren ARNOLD HEIM, WINKLER, KOBER, KOSSMAT, KRAUS, LEBLING, RICHTER, ALBERT HEIM, STEINMANN, KOCKEL, STILLE, TILMANN, PAULCKE, PETRASCHECK und KLÜPFEL.

Anschließend daran berichten die Herren Rechnungsprüfer THOST und P. G. KRAUSE über die Prüfung der Rechnungslegung.

Die Versammlung erteilt daraufhin dem Schatzmeister und dem Vorstand Entlastung.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

STEINMANN. ARLT. BERNAUER. KRAUS.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am Nachmittag des 5. August 1923.

Vorsitzender: Herr STILLE.

Nach Eröffnung der Sitzung um 3 Uhr 15 Min. spricht Herr **KLÜPFEL „Zur geologischen und palaeogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg“.**

Zur Diskussion sprechen die Herren SEEMANN, WINKLER, HARTMANN, PETRASCHECK, DEECKE, KRAUS, MOHR, REUTER, STILLE und der Vortragende.

Dann spricht Herr **A. WURM** über **„Eine Trilobitenfauna aus dem Frankenwald“**[2]).

Herr **KESSLER** trägt vor über **„Ein Problem der Palaeoklimatologie“**[3]).

Zur Erörterung sprechen die Herren v. STROMER, KRAUS, ER. KAISER, PETRASCHECK, BORN, P. G. KRAUSE, GAMS, JAWORSKI und KESSLER.

Herr **K. LEHMANN** berichtet darauf über **„Neuerungen im Kartenwesen“.**

---

[1]) Der Vortrag erscheint im nächsten Heft.
[2]) Siehe S. *135*.
[3]) Siehe S. *136*.

Anschließend spricht Herr E. STACH über **„Verwendung des Würfeldiagramms zur geologischen Darstellung“.**

Zur Erörterung beider Vorträge sprechen die Herren STILLE, ER. KAISER, LEHMANN, HENKE und KLÜPFEL.

Herr STROMER V. REICHENBACH macht **„Bemerkungen über die Wirbeltierreste aus der Mittleren Kreide Ägyptens“.** Die Stücke werden anschließend im Museum gezeigt.

Außerhalb der Tagesordnung spricht Herr W. PAULCKE über **„Die Uranfänge der Bildschrift zur Altsteinzeit“.**

Darauf wird die Sitzung um 6 Uhr 45 Min. geschlossen.

v. w. o.

STILLE. ARLT. BERNAUER. A. M. KRAUS.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am Montag, den 6. August 1923.

Vorsitzender: Herr ERICH KAISER.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung, daß der Gesellschaft beizutreten wünschen:

Herr Dr. KARL HEILAND in Bruchsal;
Herr Bergingenieur ADOLF WIMBER in Garbenteich-Gießen;
Herr Bergingenieur ROBERT LISTE in Gießen;
Herr Bergassessor LOTHAR v. WEDELSTAEDT in Waldalgesheim bei Bingerbrück;
Herr Bergingenieur ADOLF MÜNKER in Gießen;
Herr Bergassessor a. D. THEODOR PETRI in Gießen;
Herr Bergverwalter HEINRICH FREITAG in Gießen;
Herr Dr. H. EISENACH in Gießen;
Herr cand. geol. L. SCHEHRER, Assistent am min.-geol. Institut in Jena;
Herr Dr. HARTMANN in Amberg, Luitpoldhütte;
Herr Bergreferendar Dipl.-Ing. KURT REPATZKI in Breslau;
Herr Dr. H. GAMS in Wasserburg a. Bodensee.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Dann sprechen zu dem Hauptthema: Strittige Fragen der Sedimentation:

Herr ER. KAISER zu einigen **„Grundfragen der terrestrischen Sedimentation“.**

Herr K. ANDREE über **„Die Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst; mit besonderer Berücksichtigung des Klimas“**[1]).

Herr JOH. WALTHER über **„Die Bedeutung der Senkung für die Sedimentation“.**

Herr W. HUTH über **„Die Herstellung der Diapositive geologischer Karten und deren Verwendung“**[2]).

Herr H. KLAEHN über **„Die Kalktuffbildung und ihre Beziehungen zur Kohlebildung“.**

Zur Erörterung dieser Vorträge sprechen die Herren SALOMON, V. STROMER, ANDRÉE, SOLGER, SALOMON, KRAUS, V. DRYGALSKI, STILLE, KOCKEL, P. G. KRAUSE, JOH. WALTHER, KOBER und ER. KAISER.

Nach einer Pause von 20 Minuten spricht Herr STORZ **„Zur geologischen Bedeutung des Eisen- und Kieselsäuresols“.**

Zur Erörterung sprechen Herr POPOFF und der Vortragende.

Dann trägt Herr K. HUMMEL vor **„Über Sedimentbildung im Bodensee“**[3]).

Herr FR. HEIM berichtet **„Über Sedimentbildung im Walchensee“.**

Anschließend spricht Herr FELS über **„Die morphologischen Eigentümlichkeiten des Walchensees“**[4]).

Zum Schluß hält Herr ARNOLD HEIM als Gast einen Vortrag über **„Gedanken über Sublution“.**

Zur Erörterung sprechen die Herren GAMS und STORZ.

Herr SALOMON dankt hierauf nochmals im Namen aller Anwesenden den Herren Geschäftsführern für ihre mühevolle Tätigkeit.

---

[1]) Siehe S. *145*.
[2]) Siehe S. *152*.
[3]) Siehe S. *154*.
[4]) Siehe S. *155*.

Herr DEECKE spricht als stellvertretender Vorsitzender den Exkursionsführern und allen, die sonst die Tagung gefördert haben, den Dank der Gesellschaft aus.

Um 1 Uhr 20 Min. wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

E. KAISER. ARLT. BERNAUER. A. M. KRAUS.

Vorträge.

Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Begleitworte zu den Blättern Trier-Mettendorf und Mainz.

Vortrag, gehalten in der Sitzung am 2. Mai 1923.

Von Herrn A. LEPPLA.

Das Blatt Trier-Mettendorf ist in der Hauptsache eine Verkleinerung der geologischen Spezialkarten von H. GREBE und A. LEPPLA und im luxemburgischen Teil von L. VAN WERVEKE. Die vom preußischen Gebiet vorhandenen Spezialkarten sind von mir in den Jahren 1905—1914 überprüft und ergänzt worden. Aus dem Vergleich mit diesen ergeben sich die Abänderungen, die sich meist auf das Unterdevon des Hochwaldes und Idars, auf den Devonkeil zwischen der Trierer Triasmulde und der (Graben-)Senke von Wittlich und auf das Unterdevon des Oesling beziehen.

Das Blatt Mainz beruht im nordwestlichen Drittel auf meinen bisher noch nicht veröffentlichten Übersichtsaufnahmen im Nahegebiet, im Soon und Hunsrück aus den Jahren 1910—1916. Der bayrische Anteil wurde nach dem Blatt Donnersberg der 1:100 000teiligen geologischen Karte von Bayern (München 1920) und der rheinhessische

nach der 1883 erschienenen Karte des Mainzer Beckens von R. LEPSIUS verkleinert.

Zum erstenmal ist der nicht dem Unterdevon zuzurechnende Schiefergebirgsanteil am Südfuß des Soons kartistisch wiedergegeben worden und zwar unter dem Begriff „V o r d e v o n". Diese Bezeichnung wurde gewählt, weil die fraglichen Schichten hier und am Taunusabhang stofflich eine Einheit (Phyllite mit eruptiven Einlagerungen der Keratophyrreihe) bilden, die in der bisherigen Gliederung des Devons keinen Platz finden konnte. Das genauere Alter der Phyllite und ihrer untergeordneten Quarzite, echteSchichtgesteine, konnte bei dem Mangel an Versteinerungen nicht festgestellt werden. Während die rechtsrheinischen Phyllite stark umgewandelt, verquetscht und serizitisiert sind, erweisen sich diejenigen am Südfuß des Soonwaldes weniger verändert. Stofflich haben die Gesteine zu denen des benachbarten Silurs und denen des Kambriums in Thüringen und im Hohen Venn keine nennenswerten Beziehungen; es bleibt daher die Möglichkeit eines Algonkium-Alters. Die Eruptiven des Vordevons sind bereits von Herrn SCHLOSSMACHER eingehend untersucht und bearbeitet worden. Möglich bleibt, daß die auf dem Blatt Reimsbach der geologischen Spezialkarte von H. GREBE als Hunsrückschiefer gedeuteten Phyllite mit schwarzen Quarziten am Littermont bei Saarlouis ein silurisches Alter haben.

Die in den Ardennen und im Hohen Venn stark ausgeprägten k a l e d o n i s c h e n F a l t u n g e n (nach neueren Untersuchungen von LERICHE vom Untersilur bis zum Obersilur reichend), machen sich, wenn auch abgeschwächt, im Taunus bemerkbar in konglomeratischen Bildungen des ältesten U n t e r d e v o n s, deren bezeichnendstes Gerölle aus schwarzen Quarziten besteht (Aulhausen, Kloster Eberbach). Sie treten in den bunten Schiefern des Gedinnien auf, verschwächen sich aber nach Osten. Linksrheinisch wurden sie nur am Littermont beobachtet, wo sie *Atrypa reticularis* einschließen.

Nicht versäumen möchte ich den Hinweis, daß der Nordrand der vordevonischen Schichten am Soon (Blatt Mainz) als streichende Störung aufzufassen ist, nachdem ich erkannt habe, daß die Schiefer und Quarzite dicht im Süden des Taunusquarzits des Soons nicht als fremde, umgewandelte vordevonische Bildungen (Lossen), sondern als Hunsrückschiefer und Oberer Taunusquarzit anzusehen sind (Kallenfels bei Kirn, Kellenbachtal, Winterbach, Gräfenbach, Spabrücken, Schweppenhausen, Sarmsheim). In diesem Sinn

ist die Karte abzuändern. Im übrigen ist in der Gliederung des Unterdevons keine Abweichung vorgenommen worden. Im liegenden bunten Schiefer des Gedinniens zeigt sich allerdings nach meinen neuesten Untersuchungen am Mittleren Taunus (Blatt Wehen) eine Zone grüner Schiefer und Quarzite, die dem bisher bekannten Gedinnien fremd sind. Ob sie als Vertreter der „Schiste de Mondrepuits" gelten können, kann vorerst nur vermutet werden.

Hinsichtlich der Lagerung des Unterdevons wurde im Norden des Hochwalds und Idars, auch an der Mosel der Versuch gemacht, den allgemeinen Verlauf der wichtigsten Mulden- und Sattellinien im Hunsrückschiefer anzugeben und eine gewisse Regelmäßigkeit damit zu beweisen. Im ganzen besitzt das Unterdevon des Hochwalds und Idars ein steiles Nordwesteinfallen seiner Faltenzüge. Die Nordgrenze des Taunusquarzits dürfte durchweg durch eine streichende Störung (Überschiebung?) bedingt sein. Die Quarzite und Sandsteine des Osburger Hochwaldes (Blatt Trier-M.) — die Troner Quarzite — sind in ihrer Stellung im Hunsrückschiefer nicht genau festzulegen. Vermutlich gehören sie dessen tieferen Zonen, vielleicht sogar dem Oberen Taunusquarzit an, der sonst im westlichen Hochwald und Idar nicht nachgewiesen werden konnte, am Fuße des Soons, bei Bingen und im Taunus aber vertreten ist. Neben den, bei dem Mangel an Aufschlüssen und Gliederungen leider meist nicht erkennbaren, streichenden Verwerfungen, die in großer Zahl den Faltenbau zerreißen, sind zahlreiche Querstörungen im Hochwald und besonders im Soon und Taunus festgelegt worden, deren Alter mir lange Zeit verschlossen blieb. Quarzquergänge sind im Taunus häufig an die Querstörungen gebunden, oft mit Schwerspatpseudomorphosen verknüpft und sonach stofflich von den älteren unter- und vordevonischen Verquarzungen, die der Schieferung und schiefen Zerreißungen folgen und scheinbar mitgefaltet sind, unterscheidbar. Gerölle der Pseudomorphosenquarze erscheinen sicher erkennbar erst im Oligocän, fehlen dagegen im Oberrotliegenden. Danach müßte man das Alter der Quergänge in die Spanne zwischen beide Zeitalter verlegen und hätte damit einen kleinen Anhalt für das Alter der Querstörungen gewonnen.

Die Lage der Sattel- und Muldenaxen des Unterdevons erweist sich als ziemlich flachwellig. Insbesondere am Ostrand des Idars und Westrand des Lützelsoons sieht man

ein ausgesprochenes Untertauchen bzw. ein Emportauchen der Sättel, ähnlich auch im Binger Wald. Diesen Quermuldungen stehen die Quersättel von Hermeskeil und Niedernhausen im Taunus gegenüber. Eine Seitenpressung des Schiefergebirges in SW—NO-Richtung oder umgekehrt kommt damit zum Ausdruck und mag im Absinken des Schollengebirges im SW oder NO begründet sein. Ähnliche Vorgänge werden sich wohl auch und wahrscheinlich noch deutlicher aus dem Verlauf der Eifelkalkmulden ergeben.

Die Beschränkung der älteren Verquarzungen und der Quergänge hauptsächlich auf den Südrand des rheinischen Schiefergebirges, auf Vordevon und älteres Unterdevon einschließlich Hunsrückschiefer, beweist, daß die umwandelnden Vorgänge (Metamorphosen) wie die Serizitisierung seit der kaledonischen Faltung über die varistische Faltung hinaus bis gegen das Tertiär hin das Gebiet schwächten und in Bewegung hielten (Saar—Nahe-Mulde, Granite des Odenwaldes, permische Vulkane, tertiäre Nachbrüche u. a.).

Im Unterdevon sind gefaltete und dynamisch veränderte, also vorvaristische, wie auch unveränderte nachvaristische Eruptive vorhanden, die letzteren räumlich, vielleicht auch zeitlich im Anschluß an die oberpermischen Vulkane.

Unter- und Ober-Koblenz sowie Mitteldevon bei Stromberg harren noch weiterer Untersuchungen.

Vom Karbon sind nur Ottweiler Schichten in den Höhen der Westpfalz vorhanden. Überblickt man die mit den Oberen Saarbrücker Schichten (E. Weiss) mehr oder minder plötzlich einsetzende Rotfärbung, das Verschwinden der Flöze, die Pflanzenarmut, die Konglomeratbildung, so wird die Zugehörigkeit dieser von E. Weiss bereits halb aufgegebenen Stufe zu den Ottweiler Schichten verständlich. Aber auch fast dieselben Gründe können mich veranlassen die Vereinigung der gesamten Ottweiler Schichten mit dem Unterrotliegenden vorzuschlagen. Ich weise darauf hin, daß nach Schluß der Oberen Flammkohlen in der Saar—Nahe-Mulde zum erstenmal kristalline Gerölle in den Konglomeraten erscheinen. Während bis dahin lediglich die Einschwemmung aus devonischem Randgebirge im NW der Mulde stattfand, zeigen sich in den Ottweiler Schichten und im Unterrotliegenden wesentliche Beimengungen von Graniten, Porphyren usw. aus der vogesischen Nachbarschaft. Ich weise weiter darauf hin, daß M. Kliver einer Vereinigung mit dem Unterrotliegenden das Wort

redete und daß C. W. GUEMBEL dieses mit den Ottweiler Schichten zusammen dem flözreichen Oberkarbon des Saargebiets als „Permokarbon" anreihte und gewissermaßen selbständig machte. Auf der Karte wurde diese Folgerung, nur der Überlieferung zuliebe, nicht gezogen.

Dagegen drängten die einschneidenden geophysikalischen Vorgänge im Saar—Nahe-Gebiet am Schluß der Tholeyer Schichten des Unterrotliegenden hier eine scharfe Scheide zu ziehen. Die aus abgeschwemmten und fortgeführten Verwitterungsmassen der eben emporgedrungenen Quarz- und Felsitporphyre aufgebauten Söterner Schichten (Tonsteine, Tuffe, Konglomerate) greifen über die Tholeyer Schichten über, starke Störungen gingen dem Einsetzen der Ausbrüche der porphyritischen und melaphyrischen Einpressungen und vulkanischen Laven voraus. Es erschien am NW-Rand der Saar—Nahe-Mulde oder am Südrand des Schiefergebirges, der auch eine relativ starke Emporhebung erfuhr, ein mächtiges Hochgebirge (der permischen Alpen), das sofort Anlaß gab zur Bildung jener außerordentlich mächtigen konglomeratischen und sandigen Schichten, die sich im Oberrotliegenden am Fuße des Hochgebirgs in schüttigen und in Uferferne auch abgerollten konglomeratischen und sandigen Massen aufhäuften. Diese geophysikalische Einheit, Störung, Emporhebung, ausgedehnte Vulkane und Schuttbildung scheinen mir hinreichende Veranlassung zur Trennung der Söterner Schichten vom verhältnismäßig ruhig gelagerten Unterrotliegenden und zu ihrer Vereinigung mit dem Oberrotliegenden. Das die Vogesenseite der Saar—Nahe-Mulde begleitende Granitgebirge versank mit Schluß des Unterrotliegenden wieder in die Tiefe und die hocherhobenen Alpen des Schiefergebirges (Quarzitrücken) und ihre Vulkane im Nordwesten beherrschten den Fortgang der Ablagerungen. Die Gang- und Ergußgesteine des Nahegebiets und der Westpfalz haben durch M. O. REIS und M. SCHUSTER in den letzten Jahren eine ausgezeichnete Bearbeitung gefunden. An der Saar bei Mettlach und Saarhölzbach kann man schluchtenartiges Eingreifen der Schuttbildungen zwischen die Quarzitklippen deutlich sehen.

Der Buntsandstein erscheint als Mittlerer übergreifend über seine Unterlage im Kartenbereich. Unterer Buntsandstein mit seiner kleinen Zechsteinfauna ist nur in der Unterlage des Südwestflügels der lothringisch-pfälzischen Triasmulde bisher angegeben worden. Stofflich steht

aber die im Schwarz- und Odenwald und in den Nordvogesen als Unterer Buntsandstein bezeichnete Schichtenreihe den tonig-sandigen Kreuznacher Schichten des Oberrotliegenden im Nordwestflügel der Mulde sehr nahe, wenn nicht gleich. Ich muß daher nochmals die große Wahrscheinlichkeit betonen, daß Unterer Buntsandstein der Nordvogesen und Kreuznacher Schichten am Rand der Saar—Nahe-Mulde annähernd gleichaltrig und oberpermisch sind. Man muß im Rheingebiet festhalten: Unterer Buntsandstein — Kreuznacher Schichten bilden mit konglomeratischem Oberrotliegenden eine physikalische und genetische Einheit und folgen sich gleichförmig, sind aber vom Mittleren Buntsandstein durch eine Störung ihrer Ufergebirge im NW durch das damit verbundene Übergreifen (Transgression, Diskordanz) und durch entsprechend konglomeratischen Beginn des Mittleren Buntsandsteins scharf getrennt. Das Übergreifen des Mittleren und eigentlichen Buntsandsteins prägt sich gegen die Saar und Mosel zu (Blatt Trier-M.) gut aus. In der Südeifel, im Oesling, verschwindet der Mittlere Buntsandstein allmählich, macht dem übergreifenden Oberen Platz, der selbst wieder weiter nach W den noch jüngeren Triasstufen erliegt. Bemerkenswert erscheint mir, das im außeralpinen Muschelkalk wohl einzige Emporragen von Klippen aus Taunusquarzit durch den Buntsandstein hindurch bis in den Unteren und sogar Mittleren Muschelkalk (Orscholz, links von der Saar, am Südrand des Blattes Trier-M.). Irgendwelche Änderung in den Absätzen des Muschelkalkmeeres scheinen durch die Klippennähe nicht hervorgerufen zu sein. Wiederholte Untersuchung mag geboten sein.

Der braune und weiße Jura, die Kreide und das ältere Tertiär des nordfranzösischen Beckens reichen in das Kartengebiet nicht herein. Das Oligocän und Unter-Miocän wurde in den älteren Fassungen dargestellt. Ein Vergleich mit den geologischen Spezialkarten ergibt eine wesentliche Verminderung der sogenannten Tertiärvorkommen, besonders in der weiteren Umgebung von Trier. Rechts von der Mosel fehlen diese Ablagerungen überhaupt (Blatt Trier-M.). Auch die Ablagerung vulkanischer Sande ließ sich im Bereich der Mosel und Südeifel nicht aufrecht erhalten.

Das Pliocän wurde in der bisherigen Fassung übernommen. Es ist jedoch nicht zu verkennen, daß diese einer Überprüfung bedarf, wenn man überlegt, daß im Mainzer Becken seit dem Unter-Miocän (Oberoligocän) die

Ablagerung durch das Mittel- und Obermiocän hindurch geruht haben soll.

Das D i l u v der Mosel und des engen Rheintales habe ich vor etwa 25 Jahren zum erstenmal, in den geologischen Spezialkarten gegliedert, zur Darstellung gebracht. An den Fassungen festzuhalten, machte auch an der Saar, an der Nahe und am Taunus wenig Schwierigkeiten. Abweichend gestaltet es sich freilich oberhalb Bingen und unklar erst recht oberhalb Mainz in der mittelrheinischen Grabensenke und dem von ihr räumlich und dynamisch berührten Mainzer Becken. Die für das linksmainische, hessische Gebiet aufgestellte Altersgliederung konnte nicht von mir übernommen werden, weil sie die Mittleren und Älteren Talstufengruppen unberücksichtigt ließ. Im Bereich der bis an die Gegenwart heranreichenden Senkungsvorgänge (Westabfall des Schwarz- und Odenwaldes, Nidda—Main-Mündung und Rheinhessens) ist nur dann eine Klärung zu erwarten, wenn die Untersuchungen planmäßig vom Bekannten zum Unbekannten fortschreiten und dem Herausheben einzelner Beobachtungen nur eine örtliche Bedeutung zugeschrieben wird. Das ist bisher nicht immer geschehen. Die Neuaufnahmen am Südfuß des Taunus haben dies kennen gelehrt. Der Maßstab der ohnehin vielleicht schon überlasteten Karte machte die Eintragung der diluvialen Gliederung unmöglich. Im übrigen sei auf meine im Erscheinen begriffenen Blätter Wiesbaden, Hochheim und Königstein verwiesen.

Von besonderem Interesse werden für den Kartenleser die von mir schon vor 30 Jahren im Hochwald, Idar und Hunsrück untersuchten und kartistisch festgelegten mächtigen Schuttmassen am Fuß der Steilrücken des Taunusquarzits sein. Sie wurden von Manchen als Spuren einer Vergletscherung betrachtet und haben auch mitunter manche Ähnlichkeit mit Grundmoränen. Darüber hinaus, reicht aber der Vergleich mit Glazialbildungen nirgends. Höchstens läßt sich mit gutem Grund vermuten, daß die Schuttströme aus den Zeiten der diluvialen Vereisung stammen und wesentlich abgeschwächten Vorgängen ihren Ursprung verdanken (Firnschnee, Schmelzwässer, starker Durchfeuchtung, Muren, Bodenfließen usw.).

Die tiefgründige Verlehmung und Vertonung der Schieferflächen auf den zur Nahe entwässerten Gehängen des

Hunsrücks (Blatt Trier-M. und Mainz) hängt eng zusammen mit der Ausdehnung des jüngeren Tertiärs und leitet ihre Entstehung auf diese Zeit zurück.

Zu eingehenderen Darstellungen und Begründungen hoffe ich noch Zeit zu finden.

Über das Goldvorkommen der Eder.

(Bemerkungen in der Erörterung zum Vortrage von Herrn BEYSCHLAG.)

Von Herrn P. KRUSCH.

Der Herr Vortragende war so liebenswürdig, mich einen Tag in dem Goldgebiete zu führen, dessen geologische Position er uns in so anschaulicher Weise geschildert hat. Ich möchte hier nur auf die allgemeinen Gesichtspunkte am Schluß seiner Ausführungen eingehen.

a) Herr BEYSCHLAG betont, daß das Goldvorkommen am Eisenberg eine Ausnahmestellung insofern einnimmt, als es nicht in genetischer Beziehung zu einem Eruptivgestein granitischen Magmas zu stehen scheint.

Hierzu darf ich bemerken, daß unsere Kenntnis über die Verbreitung der Eruptivgesteine in der Tiefe des rheinischen Schiefergebirges noch recht lückenhaft ist. Bei den miskroskopischen Untersuchungen der Platin verdächtigen Gesteine in der Gegend von Siegen fanden wir im Gedinnien Gerölle von Granit und anderen Eruptivgesteinen, die wir bis jetzt an der Oberfläche nicht kennen, die aber zur Zeit der betreffenden Konglomeratbildung irgendwo angestanden haben müssen.

b) Auf die Bedeutung der Adsorptionprozesse bei der Konzentration des Goldes hat der Herr Vortragende nachdrücklichst hingewiesen. Ich möchte ergänzend bemerken, daß die Kieselkalke, namentlich wenn sie angewittert sind, ebenso geeignet für die Adsorption sein dürften wie die Letten der Klüfte. Das dürfte auch die Ursache sein, daß das Gold des Eisenberges nicht nur an die Letten der Störungs-, sondern auch an die Kieselkalkzonen gebunden ist.

c) Nicht eingegangen ist der Herr Vortragende auf die vermutliche Beschaffenheit der Gold ab-

setzenden Lösungen. Seine Schilderung der außerordentlich feinen, zum Teil amorphen Goldüberzüge auf dem anstehenden Gestein und den Geröllen usw. zwingt zu dem Schluß, daß es sich um vorzugsweise kolloidale Goldlösungen gehandelt hat.

Wir waren früher geneigt, daraus ohne weiteres auf den Verwitterungscharakter derartiger Lösungen zu schließen. Und in der Tat ist ja auch nicht ganz von der Hand zu weisen, daß im Paläozoikum viele Gesteine einen sehr geringen Goldgehalt aufweisen, der bei der Verwitterung in kolloidaler Form in Lösung gehen kann und wird. Das vorzugsweise Gebundensein des Eisenberggoldes an Störungszonen, macht aber diese Annahme wenig wahrscheinlich. Man wird sicherer gehen, wenn man die Bildung der Lagerstätten auf Lösungen aus der Tiefe zurückführt.

Es ist nach den neueren Erfahrungen der Kolloidchemie nicht einmal notwendig, daß derartige Lösungen geringe Temperaturen haben, denn manche kolloidalen Lösungen halten sich noch bei solchen von über 100 Grad. Freilich wissen wir in dieser Beziehung von den Goldlösungen noch recht wenig.

Seit dem Eintritt der Kolloidchemie in die Geologie habe ich den Standpunkt vertreten, daß es in der Natur keine reinen kristallinen und keine reinen kolloidalen Lösungen gibt, sondern daß die auftretenden Lösungen nur vorzugsweise kristallin oder vorzugsweise kolloidal sind. Jede kristalline Lösung enthält auch kolloidale Lösung und umgekehrt. Beim Eisenberg liegt aller Wahrscheinlichkeit nach das erste bisher bekannte Beispiel vor, daß vorzugsweise kolloidale Goldlösungen aus der Tiefe aufstiegen und kolloidales Gold entweder in Letten oder im Eisenkalk absetzten.

Bei der jetzigen Zerstörung der Lagerstätten bilden sich abermals kolloidale Lösungen, deren Produkte in den Flußläufen uns der Herr Vortragende skizziert hat.

Die mit Recht von ihm hervorgehobenen Unterschiede der Eisenberggoldlagerstätten gegenüber den übrigen bisher bekannten Goldgängen, beruhen nach meiner Ansicht vorzugsweise auf der abweichenden Beschaffenheit der ursprünglichen Goldlösungen.

Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen.

Erläuterungen zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 7. bis 10. August 1923.

(**Vortrag**, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 4. August 1923.)

Von Herrn K. Boden.

(Mit 1 Textfigur.)

Die ersten vier Tage der Alpenexkursionen im Anschluß an die diesjährige Münchener Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft sollten den Teilnehmern einen Überblick geben über den Bau der nördlicheren Teile der oberbayerischen Kalkalpen und der angrenzenden Voralpen.

Das kalkalpine Gebiet gliedert sich in zwei verschieden breite Gebirgszonen, die sich zwar nicht unvermittelt gegenüberstehen, sich jedoch sowohl in bezug auf den tektonischen Bau, als auch in bezug auf die Schichtenentwicklung deutlich voneinander scheiden.

An der Zusammensetzung der südlichen breiteren Einheit beteiligen sich vornehmlich die jüngeren Triasschichten vom Hauptdolomit aufwärts und nur am Nordrand erscheinen Raibler Schichten und tiefere Triasglieder. Außerdem findet sich Lias in großer Verbreitung und sehr mannigfacher Faziesentwicklung, ferner Oberer Jura-Neokom und in transgressiver Lagerung Cenoman. — Formgebend sind besonders der Hauptdolomit durch seine große nach Süden mehr und mehr zunehmende Mächtigkeit und die gegen Süden ebenfalls mehr und mehr anschwellenden hellen oberrätischen Riffkalke und Dolomite. Die Lagerung ist auffallend einfach und stellt lediglich ein breites Muldengebiet dar, das im Norden und Süden von Hauptdolomit flankiert wird in den die jüngeren Triasschichten sowie Jura und Cenoman mehr oder weniger tief in mehrere Spezialfalten gegliedert eingesenkt liegen. Längsstörungen fehlen ganz, während die Schichten an Querstörungen, insbesondere solchen, die schräg zum Schichtenstreichen verlaufen mehrfach beträchtlich verschoben sind. — Der erste Exkursionstag zeigt dieses Muldengebiet oder Synklinorium

am Wallberg—Setzberg—Risserkogel südlich vom Tegernsee und gibt einen Überblick sowohl über das ähnlich gebaute Leonhardstein——Hirschberg—Roßstein- als auch Bodenschneid—Rothwand-Gebiet.

Ganz andere Verhältnisse beherrschen die vordere, viel schmälere kalkalpine Vorzone, welche etwa den Wendelstein, die vorderen Schlierseer und Tegernseer Berge, das Fockenstein- und Benediktenwandgebiet, das Laber- und Ammergebirge umfaßt.

Hauptdolomit und Plattenkalk sind hier auf eine ganz geringe Mächtigkeit zusammengeschrumpft, Oberrätkalke fehlen zumeist oder treten nur in geringer Dicke auf und außerdem zeigt sich ein viel größerer Schichtenreichtum, da sich auch die mitteltriassischen Gesteine, insbesondere Muschelkalk und Wettersteinkalk einstellen, sowie vereinzelt auch die skytische Stufe als Buntsandstein und Reichenhaller Schichten. Aber auch der Wettersteinkalk ist gegenüber den südlicheren Vorkommen stark reduziert. Etliche hundert Meter bilden die Höchstmächtigkeit, meist sinkt dieselbe jedoch auf 40—50 m, oder derselbe verschwindet vollständig. Auf engem Raume, am Fockenstein z. B. in einer $3\frac{1}{2}$ km breiten Zone, ist die ganze Schichtfolge vom bunten Sandstein bis zu der älteren Kreide zusammengedrängt.

Im Gegensatz zu dem weitgespannten ungestörten Faltenbau im Synklinorium liegen die Falten in diesem nördlichsten Kalkalpenstreifen eng zusammengepreßt und sind von einer Unzahl Längs- und Querstörungen durchschnitten. Dadurch wird der Gebirgszug in einzelne, durch Querstörungen mannigfach gegeneinander verschobene Streifen von zumeist herausragenden vorwiegend harten Trias- und dazwischen eingesenkten weicheren Juraschichten zerlegt, die an mehr oder minder intensiven tektonischen Längsflächen aneinandergrenzen.

Nach einer früher allgemein geltenden Anschauung sollten die durch Horizontalbewegung eng zusammengefalteten Schichten später zerbrochen und infolge Vertikalbewegungen die Triaszonen horstartig stehen geblieben und die Jurastreifen dazwischen eingesenkt sein. — Obgleich die Ansichten über den Bau dieses komplizierten Gebirgsstreifens noch immer weit auseinandergehen, so ist doch allgemein diese Annahme einer schachbrettartigen Zerstückelung der gefalteten Schichten durch radiale Bewegungen der Ansicht gewichen, daß der Gebirgsbau le-

diglich vom tangentialen Schub beherrscht wird und nicht nur die Faltung, sondern auch die Längs- und Querstörungen trotz ihrer ganz steilen oder senkrechten Stellung durch Horizontalbewegung entstanden.

Die härteren Triaszonen können danach als sattelförmige Emporwölbungen aufgefaßt werden, die sich durch die weicheren Juragesteine emporpressten und deren Schenkel bei weiterwirkendem Horizontalschub mehr oder minder stark reduziert oder ganz ausgewalzt wurden. Zwischen den emporgewölbten Triasgesteinen schalten sich die Jurastreifen in synklinaler Lagerung ein. Isoklinale Faltung beherrscht den Schichtenbau. Nach dieser Auffassung lassen sich zwischen der Leitzach und dem Murnauer Moos vier sattelförmige Aufbruchszonen unterscheiden, die sich kulissenförmig hintereinanderschieben und an Querstörungen und sigmoiden Beugungen mehr und mehr nach Norden vordringen. Ganz normaler Sattelbau findet sich selten, zum mindesten ist der Nordschenkel gestört, viefach aber auch der Südschenkel und der Sattelfirst zu einer Mulde eingesenkt.

Eine solche Sattelzone, welche die Haupterhebungen im Benediktenwandgebirge und am Fockenstein—Geigerstein bildet, läßt sich vom Kochelsee bis zum Tegernsee verfolgen. Bei auf- und absteigender Sattelachse verbreitert und verschmälert sich die Zone abwechselnd und löst sich an den Endigungen in einzelne harte Klötze von Triasgesteinen auf, welche durch die weichen Juraschichten hindurchgedrängt sind. Parallel dazu verläuft nördlich eine weitere Sattelzone aus Oberer Trias, die sich auch am Tegernsee verschmälert und auflöst und mit dem Verschwinden derselben treten an deren Stelle zwei weitere Triasgewölbe, die ebenfalls nur noch aus obertriassischen Gesteinen bestehen und den Bau der Tegernseer und Schlierseer Berge beherrschen[1]). Eine ähnliche Anordnung von gehobenen und gesenkten Streifen, deren erste Anlage die Faltung bildete, ließe sich auch in den anderen Teilen der Vorzone zur Darstellung bringen.

In etwas anderer Form erklärt Mylius deh Gebirgsbau am Wendelstein, indem er die Triasgesteine an steilen

---

[1]) Boden: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. Geognost. Jahresh. 1915. XXVIII. Jahrg. München 1915.

Gleitflächen durch wechselseitige Nord- und Südschübe emporsteigen läßt[2]).

Der Kernpunkt dieser Anschauungen ist vor allem darin zu suchen, daß der nördlichste Kalkalpenstreifen zwar außergewöhnliche tektonische Komplikationen aufweist, aber doch alle Bauelemente desselben eine stratigraphisch und tektonisch zusammengehörige Einheit bilden.

Demgegenüber nimmt nun Hahn an, daß die tektonischen Komplikationen am nördlichen Kalkalpenrande nur durch Deckenüberschiebung erklärt werden können[3]). Alle steilen und senkrechten tektonischen Längsflächen bildeten ursprünglich ebene Gleitbahnen, auf denen der Deckenschub erfolgte und die durch spätere Faltung unruhig versteilt wurden. — Der erwähnte Autor stellt eine Gliederung in eine obere hochbajuvarische und eine tiefere tiefbajuvarische Decke auf. Zur überschobenen hochbajuvarischen Decke gehören zunächst das Muldengebiet und die südlich davon liegenden Gebirgsteile (Zone des Zwischengebirges)[4]) bis zum Nordrand seiner tirolischen Decke, also bis zum Nordrand des Wetterstein- und Kaisergebirges. Außerdem aber auch, den Rand der Decke bildend, Teile der soeben geschilderten stark gestörten kalkalpinen Vorzone. Dieser nördliche Abschnitt der Decke ist als Mulde ausgebildet und wird als hochbajuvarische Randmulde bezeichnet. Insbesondere sind es die aus ihrer jüngeren Umgebung aufragenden, aus Muschelkalk und Wettersteinkalk mit eingemuldeter jüngerer Trias und stellenweise auch Lias bestehenden Teile der kalkalpinen Vorzone z. B. die Benediktenwand, der Fockenstein, Geigerstein und Wendelstein, die zu der hochbajuvarischen Randmulde dem nördlichsten Vorsprung der hochbajuvarischen Decke, gerechnet werden. Diese ist von dem Muldengebiet zumeist abgespalten und schwimmt wurzellos tief eingesenkt auf der tiefbajuvarischen tektonischen Unter-

---

[2]) Mylius: Über Analogieerscheinungen im geologischen Bau ostalpiner Gebirgsstöcke, insbesondere beim Wendelstein und Wetterstein. Jahresber. und Mitt. d. Oberrhein. geolog. Vereins. Bd. V. Jahrg. 1915/16. S. 115.

[3]) Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geolog. Rundschau Bd. V, Heft 2, 1914.

[4]) Versuch einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. Verh. d. geol. Reichsanst. 1912. Nr. 15, S. 338.

lage, die zwischen der Randmulde und dem Muldengebiet hervortritt. Stellenweise ist jedoch die normale Aneinanderfügung noch vorhanden, so daß Halbfenster entstehen. Z. B. an der Benediktenwand ein nach Osten geöffnetes und am Wendelstein ein nach Westen geöffnetes derartiges Halbfenster, in dem die tiefbajuvarischen Gesteine innerhalb der Deckenüberwölbung erscheinen. Außerdem zeigt sich die tiefbajuvarische Unterlage zwischen Flysch und Randmulde sowie auch im innern Verband derselben als mehr oder minder breite aufgewölbte Streifenfenster, die zwischen den eingesenkten Deckenteilen zutage austreten. Solche oft nur wenige Meter breite Streifen weicher jurassischer Schichten an steilen oder senkrechten Flächen eingekeilt zwischen vielfach aufragenden älteren triassischen harten Kalken und Dolomiten gehören zu häufigen tektonischen Erscheinungen. Nach der zuerst dargelegten Anschauung zusammengequetschte Mulden darstellend, nach der Überschiebungstheorie durch nachträgliche Faltung emporgewölbte Streifenfenster bildend, von denen die Decke nach Norden und Süden abfließt.

Der Beweis für diese Deckengliederung wird von Hahn in der Anordnung der Fazies gesucht. An die Längsstörungen sollen harte Fazieskontraste geknüpft sein, die eine normale Schollenaneinanderfügung unmöglich machen und sich nur durch Überschiebungen erklären lassen. Insbesondere soll die hochbajuvarische Randmulde ganz bestimmte Fazies enthalten, die ihrer tiefbajuvarischen Unterlage fehlen und vielmehr Übereinstimmung zeigen mit den Fazies des hochbajuvarischen Synklinoriums, dessen Nordrand an die kalkalpine Vorzone mit einer wohl ausgeprägten Störungslinie grenzt, welche die unregelmäßig versteilte Trennungsfläche von Tief- und Hochbajuvarisch bildet.

Diese Annahmen haben sich, wie von verschiedenen Autoren in verschiedenen Gebieten gezeigt wurde, als nicht zutreffend erwiesen[5]).

Eine eng begrenzte Gebirgsgruppe kann zwar solche Kontraste vortäuschen, aber die Verfolgung der Schichtausbildungen über größere Gebiete zeigt klar, daß die Fazies nicht zur Charakterisierung bestimmter tektonischer Einhei-

---

[5]) Boden: Geigerstein—Fockenstein a. a. O. S. 228—232. Broili: Geologische Beobachtungen im Gebiete des Heubergs. Sitzungsber. der Bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Klasse. 1921. S. 202—204.

ten verwandt werden können. Die Faziesänderungen erfolgen vielmehr kontinuierlich vom Nordrand der Kalkalpen gegen Süden und bestehen in der Ausdünnung der harten Triaskalke und Dolomite nach Norden zu und darin, daß die Lias- und Oberjuraschichten gegen Norden einen küstennahen Charakter annehmen, sehr mergelig werden und Einlagerungen von groben Konglomerat- und Sandsteinbänken enthalten. — —

Für Hahn bedeutete die Überschiebung seiner hochbajuvarischen Decke lediglich eine Übereinanderbewegung von geringem Ausmaß, die 7—8 km kaum überschreitet. Eine geringe Abspaltung innerhalb seiner bajuvarischen Decke. Auch Ampferer findet im Wendelstein, Fockenstein, Benediktenwand usw. Schubmassen, die etwa der hochbajuvarischen Randmulde Hahns entsprechen, die jedoch im Gegensatz zu Hahn durch Fernförderung an ihre Stelle gelangten und die Stirnteile der durch entsprechende Trias ausgezeichneten Inntal-, Kaisergebirgs- und Berchtesgadener Decke vorstellen. Die weite Abtrennung des schmalen nördlichen Streifens von dem breiteren südlichen kann durch Losreißen und freie aktive Gleitung der Schubkörper entstanden sein und diese schon ursprüngliche Trennung ist durch vorgosauische Erosion noch wesentlich vergrößert[6]).

Gegen diese Annahme einer Fernüberschiebung läßt sich nun geltend machen, daß die älteren Triasgesteine des Benediktenwandgebirges nicht rings von Störungen umgeben sind, wie das von einer freischwimmenden Scholle zu erwarten wäre, sondern der Wettersteinkalk des Südflügels der Benediktenwandmulde biegt sattelförmig um und wird normal von Raibler Schichten und Hauptdolomit überlagert.

Auch Hahn hat wohl erwogen seine hochbajuvarische Randmulde als selbständig zu betrachten und dieselbe von seinem tirolischen Deckenrand aus südlicher Ferne herzuleiten, aber eben besonders aus dem Grunde der mehrfach offenkundig vorhandenen normalen Verknüpfung derselben mit dem Hinterlande diese Anschauung aufgegeben (a. a. O. S. 138).

Bei den klar zu überblickenden Lagerungsverhältnissen werden die Exkursionsteilnehmer Gelegenheit haben sich

[6]) Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1922. Bd. 72, S. 136, 137.

selbst ein Urteil darüber zu bilden, ob der komplizierte tektonische Bau des Nordrandes der Kalkalpen die Annahme zweier übereinanderliegender Decken erfordert.

Mir erscheint eine derartige Deutung nicht angebracht. Die starke Zusammenpressung wird durch die Ausdünnung der harten Triaskalke und Dolomite erklärt, da hierdurch ein leicht faltbarer beweglicher Schichtkomplex entstand, im Gegensatz zu den trägen, südlich anschließenden Hauptdolomitmassen, die offenbar über den tieferen weichen Raibler Schichten abgeschert und unabhängig vom tieferen Untergrund in flache Falten gelegt wurden.

Ein wesentlicher Grund, der zur Überschiebungstektonik geführt hat, ist in dem unvermittelten Auftreten von Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk am Nordrand der Kalkalpen zu erblicken, da diese Gesteine — abgesehen von den Vorkommnissen von Muschelkalk und Partnachschichten am nördlichen Saum des Synklinoriums — erst im Wetterstein- und Kaisergebirge wiedergefunden werden. Berücksichtigt man jedoch die infolge der Ausdünnung der höheren Triasbildungen nur gering mächtige Decke der überlagernden Schichten, so erscheint die Tatsache ganz selbstverständlich, daß bei einem einfachen Faltungsprozeß die tiefere Trias herausgehoben werden mußte. — Die in den nördlichsten kalkalpinen Gebieten sich allmählich vollziehenden Änderungen in der Ausbildung der Ablagerungen bedingen somit das Auftreten der tieferen Triasglieder.

Die Annahme der Übereinanderlagerung zweier faziell verschiedener Schichtserien, die am Kalkalpenrande zwei stratigraphisch und tektonisch voneinander unabhängige Einheiten darstellen, bildete die Grundlage zu der Deckengliederung von Hahn. Nachdem die genaueren Untersuchungen derartige Fazieskontraste ausgeschaltet haben, ist es schwer noch Beweise für die Deckschollennatur einzelner Teile der kalkalpinen Vorzone zu finden. Die Muschelkalk- und Wettersteinkalkmassen des Wendelsteins, des Fockensteins, der Benediktenwand usw. sind lediglich als Teile der kalkalpinen Vorzone anzusehen, die zumeist von steilen tektonischen Flächen begrenzt ihre jüngere Umgebung überragen. Da vielfach jüngere Triasgesteine genau dieselben Lagerungsverhältnisse zeigen — insbesondere finden sich häufig Hauptdolomit und Raibler Schichten von steilen Störungen begrenzt aus Juragesteinen aufragend — so könnte auch für diese mit demselben Recht

Deckschollennatur angenommen werden. Dann verschwindet aber bei einer Gliederung der kalkalpinen Vorzone in zwei übereinanderlagernde Einheiten jede Möglichkeit überschobene und basale Teile derselben auseinanderzuhalten.

Die voralpinen Gebiete sind viel weniger günstig aufgeschlossen und die Möglichkeit auf wenigen Exkursionen einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse zu bekommen ist nur gering. Indessen tauchten gerade hier durch die Forschungen der letzten Jahre Fragen von großer Wichtigkeit auf, die ein allgemeineres Interesse besitzen. Nur einige wesentliche Punkte sollen aus der Fülle der Erscheinungen herausgegriffen werden.

Die Gliederung des Flysches in zwei altersverschiedene Gruppen, eine tiefere, der oberen Kreide angehörige Kieselkalkgruppe und eine höhere, dem Alttertiär entsprechende Sandsteingruppe, enthüllt einen einfachen von Längsstörungen freien, jedoch von Querstörungen mehrfach zerschnittenen Faltenbau, der von den Ammergauer Bergen bis zur Salzach völlig konstant bleibt und sich auch im Allgäuer Gebiet zwischen Vils und Wertach noch wiederfindet.

Für die Beurteilung der südlichen Flyschgrenze ist das Ergebnis der Spezialkartierung der Flyschzone zwischen dem Leitzachtal und dem Murnauer Moos, also über eine Erstreckung von etwa 10 km, insofern von Bedeutung, als sich gezeigt hat, daß sich keine tektonischen Anzeichen finden, die auf eine große, zwischen beiden Einheiten liegende Massenverfrachtung hindeuten. Weder weithin über den Flysch getragene kalkalpine Schubschollen wurden beobachtet, noch im Kalkalpengebiet geöffnete Flyschfenster. Auch die an die Kalkalpen grenzenden Flyschschichten weisen keine wesentliche tektonische Beeinflussung auf, vielmehr säumt ein sattelförmig gelagerter Kieselkalkzug mit stets gleichbleibender Breite den Kalkalpenrand ein. Die großen Querstörungen der Kalkalpen durchschneiden auch die Flyschfalten und finden erst an der Molasse ihr Ende, so daß e i n e n g e r t e k t o n i s c h e r Z u s a m m e n h a n g z w i s c h e n K a l k a l p e n u n d F l y s c h b e s t e h e n m u ß.

Im Einklang mit diesen tektonischen Verhältnissen steht die Ausbildung der Flyschsedimente. Die Gesteine der Sandsteingruppe besitzen ausschließlich detritogenen Charakter und bauen sich in großer Einförmigkeit vornehmlich aus Quarzkörnern und Glimmerschuppen auf mit ziemlich

konstanten Mischungs- und Größenverhältnissen. Die bisher durchgeführten Kartierungen zeigen, daß die Sandsteine nirgends mit den Kalkalpen in direkte Berührung treten. Auch wurden keine randlichen Konglomeratbildungen beobachtet oder andere Anzeichen, die auf Einschwemmungen aus dem Kalkalpengebiet in das Sandsteinmeer hindeuten, so daß Beziehungen oder Zusammenhänge mit den Kalkalpen völlig fehlen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse bei der tieferen Flyscheinheit, der aus Kieselkalken und Zementmergeln bestehenden Kieselkalkgruppe. Das genaue Studium der Flyschkalkalpengrenze hat ergeben, daß ganz enge Beziehungen zwischen Kieselkalkgruppe und Kalkalpen bestehen, da sich am südlichen Saum zwischen die Kieselkalkgesteine grobe Konglomerat- und Breccienbänke einschalten und auch den Kieselkalken hier Gerölle beigemischt sind. Diese, dem Kieselkalkmeer zugeführten groben Bestandteile entstammen den Kalkalpen und deren kretazischen exotische Gerölle der Grauwackenzone enthaltenden Überdeckungen. Die geringe Abrollung und Auslese der kalkalpinen Gesteine zeigt das nahegelegene Ufer an, an dem das Flyschmeer brandete und die grobklastischen Massen sich bildeten. Somit deutet auch die eigenartige Ausbildung des schmalen südlichen Randes der Kieselkalkgruppe, die sich ebensowohl östlich vom Inn in die Traunsteiner Gegend verfolgen ließ und auch bei Pfronten wiederkehrt auf die Verschweißung der beiden Einheiten hin und beweist die Unmöglichkeit, daß der Südrand des Flysches tief vergraben unter den Kalkalpen liegt, sondern noch in seiner ursprünglichen Form an die Kalkalpen grenzt[7]).

Die Annahme einer weitausholenden deckenförmigen Überlagerung des Flysches durch die Kalkalpen muß also fallen gelassen werden. Alle tektonischen Erscheinungen an der Grenze von Kalkalpen und Flysch sind untergeordneter Natur.

Ferner fanden unsere Kenntnisse eine Erweiterung durch die Entdeckung von fremdartigen Gesteinen, die teils anstehend, teils als lose Gesteinsblöcke den Kontakt von Helvetikum und Flysch, sowie von Flysch und Molasse

---

[7]) Richter: Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922. S. 242.
Boden: Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralbl. 1922. S. 372.

in weiter Verbreitung begleiten[8]). Vornehmlich bilden diese Vorkommnisse brecciöse Anhäufungen, die einerseits aus kalkalpinem Material, vor allem Oberem Jura bestehen, andererseits aus älteren Gesteinsarten, unter denen dunkle, meist schwach metamorphe Schiefer vorwalten, zu denen sich Granite, Quarzite und Kieselschiefer gesellen und außerdem Arkosen, Grauwacken, Quarzporphyre und Porphyrite. Die Bestandteile sind kantig und eckig und zeigen keinerlei Auslese. Die älteren Komponenten scheinen Ähnlichkeit zu besitzen mit den Gesteinen, die am Südrand der Kalkalpen deren palaeozoische Unterlage bilden. Als höchst eigenartiger Gemengteil dieser fremdartigen Vorkommen kehrt überall Diabas und aus diesem hervorgegangener Grünstein wieder, der entweder allein, oder in enger Verknüpfung mit Oberem Jura auftritt und dessen Aufdringen daher ins jüngere Mesozoikum verlegt werden muß.

Nach einer Auffassung, der ich nicht mehr zu folgen vermag, sollen diese Gesteine in normalem stratigraphischem Verband zwischen übereinander sedimentierten Kreide- und Flyschablagerungen eingeschaltet sein. Eine andere Deutung erklärt die Gesteine als Schubspäne und Schubsplitter, die bei der Überwältigung der Kreide durch den Flysch aus dessen autochthoner vormesozoischer, nur durch dünne kalkalpine Überdeckung stellenweise verhüllter Unterlage abgespalten und mitgeschleift wurden, während eine dritte Auffassung die Gesteine als Reste einer eigenen durch starke Drucküberlastung völlig laminierten Decke ansieht. Die letzten beiden Anschauungen stimmen darin überein, daß Flysch und Kalkalpen als eine große, über den helvetischen Schichten ruhende Decke gedeutet werden. Diese entstand nicht durch Überfaltung, sondern bildet eine wellig gebogene Abspaltungsdecke, die im Norden bereits sehr seicht wird und gegen Süden mehr und mehr absinkt. Besonders klar zeigen das die Bohrungen von Wiessee am Tegernsee[9]), in denen die Kreide erst in einer Tiefe von etwa 500 m angetroffen wurde. An der Grenze der beiden

---

[8]) Boden: Geolog. Beob. a. Nordrande des Tegernseer Flysches. Geognost. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg.

Ders. Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognost. Jahresh. 1922. XXXV. Jahrg.

[9]) Förster und Oebbeke: Tiefbohrungen am Tegernsee. Geognost. Jahreshefte 1922. XXXV. Jahrg.

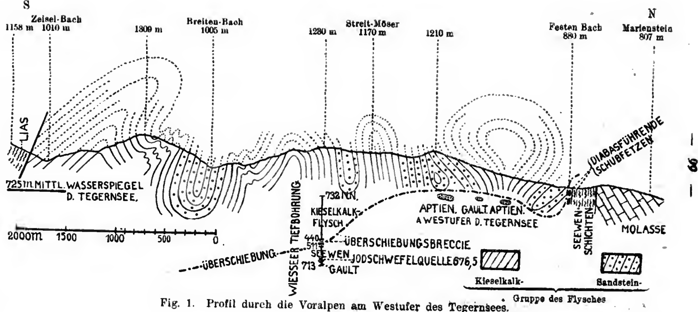


Fig. 1. Profil durch die Voralpen am Westufer des Tegernsees.

Einheiten durchsanken die Bohrungen tonige Mergel mit Bruchstücken aus dem hangenden Flysch und den liegenden Kreideschichten. Die Lage am Überschiebungskontakt von helvetischer und ostalpiner Decke kennzeichnet diese Bildungen als Überschiebungsbreccien, die als Reibungsprodukt bei dem Vordringen des Flysches über die Kreide entstanden.

Wesentlich andere Verhältnisse zeigt das Voralpengebiet in Vorarlberg und im westlichen Allgäu. Der Flysch bildet hier das normale Hangende der helvetischen Kreide zu unterst aus kristalline Gerölle führendem Wildflysch bestehend, der im östlicheren Bayern vollständig unbekannt ist. Die zwischen Helvetikum und Flysch liegende Überschiebung, die stets eine scharfe stratigraphische Scheidung zwischen helvetischen und ostalpinen Schichten bedingt, ist im Westen nicht vorhanden und der mit der helvetischen Kreide zu einer Einheit verknüpfte Flysch ist von den Kalkalpen überfahren. Der im Osten am Nordsaum des Flysches gelegene Stirnrand der Überschiebung von Ostalpin über Helvetisch springt also im westlichen Allgäu an den Nordsaum der Kalkalpen über und führt auch hier fremdartige z. T. kristalline Schubfetzen. Genauen Spezialkartierungen wird es vorbehalten bleiben die Beziehungen zwischen Allgäu, Vorarlbergischen Voralpen und oberbayerischen Voralpen aufzuhellen.

Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 4. August 1923.)

Von Herrn Kurt Leuchs, München.

Bei der Auswahl des Wettersteingebirges für die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1923 war ausschlaggebend, daß für dieses Gebiet eine ausgezeichnete Grundlage in der geologischen Karte der bayrischen Landesanstalt von Reis und Pfaff, sowie dem

1. Teil der Erläuterungen dazu von REIS vorliegt, ferner, daß seit dem Erscheinen dieser Arbeiten das Gebirge der Gegenstand eines lebhaften Meinungsaustauschs zwischen einer Reihe von Geologen geworden war. Die verschiedensten Anschauungen sind über den Bau dieses Gebirges geäußert worden, und wenn die Sachlage noch heute die ist, daß keine dieser Anschauungen voll befriedigt, so können wir dies als Beispiel für die Schwierigkeiten ansehen, welche der Klärung des alpinen Gebirgsbaus entgegenstehen.

Denn eine Reihe von Problemen, welche die Alpen bieten, tritt uns im Wettersteingebirge vor Augen, ähnlich wie in anderen Teilen der deutschen Alpen. Es sei mir deshalb gestattet, in aller Kürze einige dieser Probleme hier aufzuwerfen.

Bevor ich dazu übergehe, ist es nötig, den Bau des Gebirges und die wichtigsten darüber geäußerten Anschauungen zu skizzieren.

Von N nach S lassen sich folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

An die Muldenzone des Vorlandes, bestehend aus Raibler Schichten und Hauptdolomit mit Einfaltungen jüngerer Schichten (Rhät bis Neokom) schließt sich die

1. Sattelzone von Wamberg—Waldeck und die des Höllentals, erstere ausgezeichnet durch mächtige Entwicklung von Partnachschichten, demnach bestehend aus Muschelkalk—Partnach—Raibler Schichten, letztere nur zum Teil noch mit Partnachschichten, überwiegend dagegen bestehend aus Muschelkalk—Wettersteinkalk—Raibler Schichten. Auf diese Verschiedenheit im Schichtbestand komme ich noch zu sprechen. Die Sattelzone geht über in die

2. große Mulde Kranzberg—Reintal—Platt mit starkem Ansteigen der Muldenachse gegen W. Gesteine Muschelkalk—Hauptdolomit. Gegen S wird der Muldensüdflügel bzw. der zum Teil noch vorhandene folgende Sattel (des südlichen Hauptkammes) durch eine Störungszone abgeschnitten, es folgt die

3. Muldenzone der jungen Schichten (Obere Trias—Neokom) mit einem Eigenbau, der sich bis zu enger Faltung steigert. Daran schließt sich die

4. Sattelzone der Vorberge, welche übergeht in die

5. Mulde des Gaistales, auf diese wieder folgt der Sattel der Mieminger Kette.

Deutlich ergibt sich daraus die ursprünglich regelmäßige Folge von Sattel und Mulde. welche durch spätere Bewegungen teilweise gestört wurde.

Ich gehe über zu den wichtigsten Erklärungen des Gebirgsbaues. 1905 kam AMPFERER bei der Kartierung des österreichischen Anteiles ungefähr zu gleichen Anschauungen, wie sie ROTHPLETZ für das Karwendelgebirge gewonnen hatte: durch hauptsächlich vertikale Bewegungen wurde das Gebiet in Schollen zerteilt. an steilen Verwerfungen wurden die Schollen mit älterer Trias gehoben, während die Schollen mit den jüngeren Schichten einbrachen. Diese Vorgänge erfolgten wahrscheinlich präcenoman. Die 2. große Gebirgsbildung im Tertiär löste hauptsächlich horizontale Bewegungen aus, Faltung und Zusammenschub, dadurch wurden die höheren Schollen zum Teil über die tieferen überschoben (örtliche Überschiebungen!).

Im gleichen Jahr erklärte ROTHPLETZ das Wetterstein als eine höhere Schuppe der rhätischen Schubmasse, welche auf nach W ansteigender Schubbahn gegen W überschoben wurde, zugleich erfolgten an den Randspalten dieser Schuppe Teilüberschiebungen nach N und S.

Auch REIS kam 1911 im wesentlichen zu gleichen Anschauungen wie ROTHPLETZ und AMPFERER. REIS nahm erst Faltung mit Verwerfungen an, danach eine Erosionszeit, welche abgelöst wurde von einer Schubphase, wobei die Gesamtbewegung von O nach W ging und Bewegungen nach S und N als Begleiterscheinungen dieser Hauptbewegung auftraten. Zugleich zerriß die abgespaltete Schubmasse in Längsschollen, welche ungleiche Bewegungen ausführten, daher tauchen Überschiebungen auf, verschwinden aber auch plötzlich wieder.

Im Querschnitt 1911 erscheint AMPFERER der Nordrand noch unklar, im S aber grenzt an das Gebiet die Schubmasse der Mieminger, von S hergeschoben. Vor dem Stirnrand dieser Schubmasse liegen die jungen Schichten als eine mannigfach zusammengeschobene und gestauchte Schub- und Schürfzone.

SCHLAGINTWEIT, 1912, postulierte dann eine große Decke, südlicher Herkunft. Mieminger und Wetterstein gehören zusammen, die junge Schichtenzone ist ein Fenster,

während oder nach der Schubphase erfolgten Aufwölbung von Basalgebirge und Decke, so daß jetzt die Überschiebungsfläche im N senkrecht steht, im S überkippt steil nördlich fällt. Der Nordrand dieser großen Decke ist auch SCHL. noch unbekannt

Dagegen wandte sich AMPFERER, 1912: Wetterstein ist eine höhere Teildecke der Lechtaldecke, als solche von O nach W geschoben, während die Mieminger zu der von S geschobenen Inntaldecke gehören. Nur im O (Arnspitzen) ist diese über die Wettersteindecke geschoben, im übrigen Gebiete bilden die jungen Schichten eine nie von der Inntaldecke überschobene Zone zwischen beiden Schubdecken.

v. LÖSCH, 1914, nimmt erst Faltung an (postneokom), dann Schub (tertiär). Nach ihm ist hauptsächlich O—W-Schub wirksam gewesen, dabei trat eine Zerspaltung in eine Reihe von Teilschollen ein, welche alle mehr oder weniger weit nach W geschoben wurden, mit Teilbewegungen seitwärts. Diese Bewegungen wurden erleichtert oder selbst hervorgebracht durch die vorher entwickelte Tendenz des Ansteigens gegen W und dementsprechend der Schichtzunahme gegen O.

Unabhängig von LÖSCH kam MYLIUS 1914 dazu, sowohl O—W-Bewegung im Wetterstein, als auch S—N-Bewegung von Mieminger-Arnspitzen und Vorbergzug über die jungen Schichten und über das Wetterstein anzunehmen, also ähnlich wie AMPFERER. Faltung und Schub verlegt MYLIUS beides in das Oligocän, die Drucksteigerung in dieser orogenetischen Phase führt zu Überschiebungen in N—S- und S—N-Richtung, später erfolgt mit der Drehung der Kraftrichtung O—W-Bewegung, wobei die früheren Überschiebungsflächen als Gleitbahnen dienen.

Noch einmal äußert sich AMPFERER, 1914: Vorbergzug und Wettersteingebirge gehören nicht zusammen, das Puitental ist ein Scheinfenster, und nur im Wamberger Gebiet ist ein echtes Fenster, durch welches der Untergrund der Lechtaldecke sichtbar wird.

Dieses sog. „Fenster von Wamberg" habe ich bisher ganz beiseite gelassen. Es ist aber nötig, es in den Kreis der Betrachtung hereinzuziehen. Wie erwähnt, sind dort die Partnachschichten mächtig entwickelt, dagegen fehlt der Wettersteinkalk und über den Partnach folgen unmittelbar die Raibler Schichten. Der Gedanke an eine fazielle Vertretung von Wettersteinkalk durch Part-

nachschichten liegt daher nahe, um so mehr, als im ganzen übrigen Gebiet die Folge Muschelkalk—Wettersteinkalk—Raibler Schichten entwickelt ist.

Alle Autoren beschäftigen sich nun auch mit dieser Möglichkeit, aber schließlich lehnen sie doch alle dieselbe ab und sehen im Wamberger Gebiet ein Fenster von Muschelkalk und Partnachschichten, über welche Raibler Schichten geschoben sind. Eine Ausnahme macht nur C. Schmidt, 1915, welcher davon ausgeht, daß das ganze Wetterstein eine Deckfalte aus älterer Trias über den jungen Schichten im S und W, über Raibler Schichten im N sei, so daß im Wamberger Gebiet kein Fenster, sondern eine Deckscholle von Muschelkalk und Partnachschichten über Raibler Schichten anzunehmen wäre.

Eigene Beobachtungen hatten mir schon 1908 die mechanische Unwahrscheinlichkeit der Überschiebung von Raibler Sandstein und Mergel über Partnachmergel bei Zurückbleiben des Wettersteinkalks, sowie die Wahrscheinlichkeit der faziellen Vertretung eröffnet und seitdem hat jede neue Begehung des Gebiets mich in dieser Auffassung bestärkt. Zu der gleichen Ansicht war auch 1916 Mylius gekommen und seine Beobachtungen bilden eine gute Stütze für meine eigenen.

Ich stelle kurz die T a t s a c h e n zusammen: Im Hauptteil des Wettersteingebirges geht der Muschelkalk nach oben ohne scharfe Grenze in Wettersteinkalk über, der seinerseits von den petrographisch so vielgestaltigen Raibler Schichten überlagert wird. Im Wamberger Gebiet dagegen sehen wir die Folge Muschelkalk—Partnachschichten—Raibler Schichten. Keine Spur von Wettersteinkalk ist zwischen Partnach- und Raibler Schichten sichtbar, aber auch kein sicherer Beweis dafür, daß die An- und Überlagerung von Partnach- und Raibler Schichten rein tektonisch entstanden ist. Vielmehr gehen die dunklen schiefrigen Mergel der Partnachschichten mehr oder weniger allmählich in die dunklen grüngrauen, von schiefrigen Mergeln gleicher Art wie die Partnachmergel lagen- und linsenweise noch durchsetzten Sandsteine über, welche dort die tiefste Abteilung der Raibler bilden.

Wenn wir uns die Entstehungsart der verschiedenen Gesteine vor Augen halten, läßt sich dieser Fazieswechsel leicht erklären: im Gebiet des Wettersteinkalks erfolgte vorwiegend Riff- und Rasenbildung (durch Kalkalgen und Korallen) auf Untiefen des Meeresbodens bei epirogenetisch

sinkender Unterlage, während daneben im tieferen Meer die feinkörnigen Partnachmergel zum Absatz kamen.

Auch der Umstand, daß am Nordfuße des Waxensteinkammes geringmächtige Partnachschichten von Wettersteinkalk überlagert werden, spricht nicht gegen diese fazielle Erklärung. Denn irgendwo mußten schon bei ihrer Bildung beide Faziesbezirke aneinandergrenzen, und die Lagerung am Fuß des Waxensteins macht den Eindruck, als ob dort die Riffbildung das Gebiet der Mergelbildung seitlich etwas überwuchert hätte, so daß dort nur anfänglich Partnachschichten, dann aber Wettersteinkalk abgesetzt wurde. Daher ist dort die Schichtfolge: Muschelkalk—Partnachschichten—Wettersteinkalk—Raibler Schichten, welche aber für das Wetterstein nicht die normale Folge, sondern nur die einer schmalen Übergangszone ist.

Die Untersuchung solcher fazieller Übergangszonen ist aber von größter Wichtigkeit für die Feststellung der ehemaligen Faziesgebiete. Überhaupt ist bezüglich der faziellen Verschiedenheiten in unseren Alpen noch viel zu tun und auch die Untersuchung der Formationen im Hinblick auf ihre Entstehungsart zwecks Klarlegung der paläogeographischen Verhältnisse muß viel mehr als bisher betrieben werden.

Aber auch für die Erklärung des mannigfaltigen Baus der Alpen sind solche Untersuchungen von Wichtigkeit. Wohl in keinem Gebiet der Erde herrscht ein solch häufiger Wechsel der Gesteine sowohl in vertikaler, als auch in horizontaler Richtung. Es gibt Formationsstufen in den Alpen, welche an jeder Stelle anders ausgebildet sind, nicht nur in benachbarten Gebieten, sondern selbst in einer einzigen, einheitlich gebauten Gebirgsgruppe.

Wegen der verwirrenden Fülle solcher Einzelausbildungen ist die Forschung notgedrungen dazu übergegangen, größere Faziesbezirke abzugrenzen, welche durch vorherrschende Ausbildungsart gewisser Stufen bezeichnet sind, — aber selbst wenn wir uns auf eine Einteilung nach diesen Faziesbezirken beschränken, ergibt sich die Tatsache einer zeitlich und örtlich oft und rasch wechselnden Sedimentation, häufiger Zufuhr von terrigenem Material, Bildung mächtiger Riffe, Vorhandensein von Untiefen, überhaupt einer rasch wechselnden, im allgemeinen nicht sehr großen Tiefenlage des Meeres-

bodens, auf welchem sich die Sedimente der Alpen bildeten.

Im bayrischen Teil der Kalkhochalpen lassen sich so in der Triasformation *drei Hauptgebiete* unterscheiden: im W das Vorarlberg—Algäu—Lechtaler Gebiet mit Arlbergschichten und Hauptdolomit, daran schließt sich, durch Übergänge verknüpft, das Gebiet mit vorherrschendem Wettersteinkalk und Hauptdolomit, im O endlich liegt das Gebiet der Berchtesgadener Fazies mit Ramsaudolomit—Dachsteinkalk.

Besonders auffallend schon in der äußeren Tracht sind die *Unterschiede zwischen dem Osten und dem übrigen Gebiet.* Hier vorwiegend lange Ketten, dort hauptsächlich wenig gegliederte, massig aufsteigende Gebirgsstöcke mit Plateauflächen und flacher Lagerung der Schichten, wie sie am schönsten die Südabstürze der Kalkalpen gegen die Grauwackenzone zeigen — das sind Unterschiede, welche beweisen, daß trotz ungefähr gleicher Stärke der orogenetischen Wirkungen die *verschiedene tektonische Struktur in hohem Maße abhängig ist von der Beschaffenheit der am Bau beteiligten Gesteine.*

Die *Schichtreihe des Wettersteingebirges* (von der Besprechung von Einzelheiten muß ich hier absehen!) reicht von der anisischen Trias bis zum Neokom, umfaßt also den größten Teil der *Absätze, welche zwischen der herzynischen und der mittelkretazischen Orogenese gebildet wurden.*

Aus dem, was ich vorhin sagte, ergibt sich, daß dieser lange Zeitraum für das Kalkalpengebiet alles eher als eine ununterbrochene, gleichmäßige Sedimentation am Boden eines tiefen, küstenfernen Meeres bedeutet. Die Mannigfaltigkeit der Fazies spricht dagegen. Es haben Bodenschwankungen stattgefunden, Senkungen, aber auch Hebungen, wie aus der Beschaffenheit der Raibler Schichten hervorgeht, selbst Landbildungen sind erfolgt (Dachsteinkalk—Lias).

Auf jeden Fall erweisen sich die Sedimente der Kalkalpen als *Bildungen verhältnismäßig wenig tiefen Meeres und stark abhängig von den Landgebieten im S und N, dem zentralalpinen und dem vindelizischen Lande.* Beide Gebiete lieferten Baustoffe für die Sedimente in verschiedenem Maße, und es ist eine Hauptaufgabe, die *Herkunft*

der terrrigenen Bestandteile in den Sedimenten der Nordkalkalpen klarzulegen.

Diesbezüglich zeigt sich der Einfluß des zentralalpinen Landes ja mit größter Deutlichkeit in den Grundkonglomeraten der skythischen Trias, in dem allmählichen Verschwinden der gröberen Bestandteile gegen oben, entsprechend der mehr und mehr erlahmenden Erosion auf dem Lande, bis dann nach der mittelkretazischen Orogenese plötzlich von neuem grobe Schuttmassen in das Kalkalpengebiet verfrachtet werden, wie sie am schönsten und am überzeugendsten die 600 m mächtigen Gosaukonglomerate des Muttekopfes im SW des Wettersteingebirges zeigen.

Es handelt sich nun darum, im Wetterstein, wie überall in den Ostkalkalpen, die Wirkungen der beiden Orogenesen, der mittelkretazischen und der tertiären, auseinander zu halten. Dann ergibt sich für die erste Orogenese ein verhältnismäßig einfaches Bild:

Ein ziemlich regelmäßiger Faltenbau beherrscht das ganze Gebiet. Die Falten streichen in W—O-Richtung, parallel dem herzynischen Gebirge im Zentralalpengebiet, und sind noch heute auf weite Erstreckung sichtbar. Besonders deutlich wird das bei Betrachtung der Mulden, welche von den jüngsten Schichten der zusammenhängenden Folge (skythische Trias—Neokom) ausgefüllt sind.

Es zeigt sich hier auch die starke Abhängigkeit der kretazischen Gebirgsbildung von der herzynischen. Durch diese war für das Kalkalpengebiet, wenigstens im S, ein fester Rahmen geschaffen, verhältnismäßig stabil sich verhaltend gegenüber der kretazischen Orogenese, während nördlich dieses Rahmens ein Bereich mobiler Schichten lag.

Daraus erklärt sich auch die Regelmäßigkeit der kretazischen Faltung!

Keine Widerstände älterer, bereits gefalteter und stabil gewordener Massen waren in diesem südlichen Teil des Kalkalpengebiets zu überwinden. Erst am Nordrand machten sich die Einwirkungen des gleichfalls herzynischen vindelizischen Landes geltend, welche zu dem verwickelteren Bau der nördlichen Randzone führten.

Es sind im Prinzip und genetisch die gleichen Erscheinungen, welche von Alb. Heim für die Schweizer Alpen angenommen werden: das Gebiet zwischen zwei herzynisch

versteiften Zonen wird zusammengepreßt. Dem insubrischen Gebirge entspricht hier das zentralalpine, der Kette der äußeren Zentralmassive das vindelizische.

Und im Grunde ist es das gleiche, was auch bei anderen Gebirgen, welche durch zwei oder mehr Orogenesen entstanden sind, zu beobachten ist: der Widerstand der älteren stabileren Teile, die Mobilität der jüngeren Zonen.

Wie in den Gebirgen Innerasiens die tertiäre Orogenese Faltung und Überschiebung nur in den Randgebieten erzeugen konnte, wobei die Bewegungsrichtung gegen außen, gegen die Vorländer, ging, ebenso sind in den Alpen die Bewegungen der postherzynischen Orogenesen gegen außen gerichtet, in den Nordalpen gegen N, weil die Vindelizische Schwelle, infolge Abtragung oder Versenkung nur noch geringen Widerstand leisten konnte, und entsprechend in den Südalpen gegen S, gegen die Tiefschollen des Po- und Adriagebiets.

Wenn im Amphitheater von Irkutsk präkambrische „Rückfaltung" gegen innen (N) erfolgte, so offenbart sich auch darin nur das gleiche Grundgesetz der Gebirgsbildung:

Orogenetische Bewegung erfolgt in Richtungen, welche die leichteste Bewegungsmöglichkeit bieten, wirkt am stärksten in den jeweils mobilsten Zonen und wird durch stabile Zonen maßgebend beeinflußt.

Es ist erfreulich, daß jetzt auch für die Alpen der Einfluß früherer Gebirgsbildung mehr und mehr berücksichtigt wird. Damit ist ein großer Schritt vorwärts getan. Denn solange für die Alpen nur die tertiäre Orogenese als maßgebend angesehen wurde, war eine Klärung der Entwicklungsgeschichte der Alpen unmöglich. Erst wenn sich die Alpengeologen mit dem Gedanken vertraut machen, daß auch für die Alpen, wie sonst überall, die geologische Vorzeit nicht nur als Baustofflieferant, sondern auch als Baumeister wichtig ist, wird die Auffassung verschwinden, daß grundsätzliche Verschiedenheiten zwischen außeralpiner und alpiner Tektonik bestehen.

Nach dem Gesagten stelle ich mir die Entwicklungsgeschichte des Wettersteingebirges folgendermaßen vor:

Durch die mittelkretazische Orogenese entstand ein einfaches Faltengebirge: Mulde des Vorlandes — Sattel von Wamberg und Höllental — Mulde Kranzberg—Reintal—Platt — Sattel des südlichen Hauptkammes — Mulde der jungen Schichten — Sattel der Vorberge — Mulde des Gaistals — Sattel der Mieminger Kette.

Dieser Bau ist durch die späteren tektonischen Eingriffe vielfach verändert. Zunächst wurden die breiten ruhigen Falten versteilt und verengt. Ferner zeigt sich vor allem in den inneren Teilen eine Zertrümmerung durch steile Verwerfungen mit Bewegungen von Schollen vertikal und horizontal, Verwerfungen, welche nur zum Teil auf der Karte eingezeichnet werden konnten. Sie sind am zahlreichsten dort, wo Kalksteine mächtig entwickelt sind (Muschel-, Wetterstein-, Raibler Kalk), ferner an der Grenze Wettersteinkalk—Raibler, hier zum Teil als Überschiebung des älteren (Jägersteig, Gemsanger=Überschiebung des Südflügels nach N über den Muldenkern), fehlen aber auch im Hauptdolomit nicht, wo sie nur schwer nachweisbar sind.

Alle diese Störungen sind ohne größere Bedeutung für den Gebirgsbau. Wichtig dagegen sind die Störungen am Außenrande im S und W.

Die jüngeren Schichten (Neokom—Lias, zum Teil auch Rhät) grenzen dort an Muschel- und Wettersteinkalk und an zwei Stellen (Puitental und Westrand) ist sicher Überschiebung der unteren Trias über Jura und Neokom vorhanden. Im Puitental ist sie sogar auf beiden Seiten das Tal erscheint als Fenster, aber vergebens sucht man in der streichenden Fortsetzung der jungen Schichtzone gegen W nach weiteren Beweisen für Überschiebung. Statt dessen zeigen sich dort unzweifelhafte Belege für O—W-Bewegung in glatten Verwerfungswänden mit horizontalen Rutschstreifen (Schüsselkarspitze) an der Nordseite des Zuges der jungen Schichten, während die Südseite begrenzt wird durch Raibler und zum Teil Hauptdolomit, welche konkordant mit den jungen Schichten steil nördlich oder überkippt steil südlich fallen.

Diese Südbegrenzung der jungen Schichten, der Vorbergzug, ist der Rest eines Sattels und zugleich Nordflügel der Gaistalmulde, welche ihrerseits wieder in zum Teil anormalem Kontakt mit dem Sattel der Mieminger steht.

Der Vorbergzug ist nun in sehr hohem Maße durch Diagonalstörungen zerschnitten, die einzelnen Schollen sind

gegeneinander verschoben, die ganze Zone besteht aus einem Schollenmosaik, vornehmlich aus Wettersteinkalk und Raibler, aber auch aus Muschelkalk und Hauptdolomit.

Dazu kommt das Bild des Zuges der jungen Schichten (spärlich Kössener, dann Lias, Oberer Jura, Neokom) mit enger steiler Faltung, wechselnd von einfacher bis zu vierfacher Mulde mit Sätteln dazwischen.

So steht der südliche Gebirgsteil in starkem Gegensatz zu der ruhigen Faltung des Hauptteils.

Großen Einfluß auf die Ausbildung dieses Gegensatzes hat sicher die Verschiedenheit der Schichten, der Wechsel von Kalkstein und Mergel bei geringerer Mächtigkeit der einzelnen Formationsstufen, woraus sich im ganzen größere Faltungsfähigkeit ergibt.

Diese Eigenschaft der jüngeren Schichten war überhaupt bestimmend dafür, daß gerade hier solche Komplikationen der Lagerung entstanden.

Wir stehen an einer Schwächezone, welche die Hauptkompensation des Gebirgsdruckes während der tertiären Orogenese ermöglichte und alle die vielfältigen Störungen sind darauf zurückzuführen.

Wie leicht beweglich die Zone der jungen Schichten war, zeigt sich auch sehr gut im Westteil. Dem Issentalköpfl ist ein schmaler Streifen quergestellter NNW—SSO-streichender Oberer Jura- und Neokom-Schichten vorgelagert, und am Westrand des Gebirges sind die W—O-streichenden gleichen Schichten bei der Überschiebung der Triasmassen um 90° gedreht, so daß sie parallel mit der Trias streichen. Endlich liegt am Ehrwalder Köpfl ein Fetzen von Oberem Jura auf und unter Muschelkalk, vom Untergrund abgerissen und an einer Schubfläche im Muschelkalk nach W mitgeschleppt.

Damit komme ich auf Art und Richtung der Bewegungen. Während bei der kretazischen Orogenese meridionaler Druck O—W verlaufende Falten erzeugte, mußte sich der Bau mit Notwendigkeit bei Eintritt neuer orogenetischer Vorgänge komplizieren. Ob dabei eine andere Druckrichtung herrschend war, oder ob der Druck hauptsächlich wieder meridional wirkte, möchte ich nicht weiter berühren.

Hier sollen nur die Tatsachen angeführt werden.

Klar zeigt der Westrand Bewegung O—W als Überschiebung. Im Puitental ist Überschiebung an der Nordseite sicher, sehr wahrscheinlich auch an der Südseite. Richtung N—S bzw. S—N.

Zwischen beiden Stellen, also auf eine Strecke von 11 km, ist keine Überschiebung, sondern nur steile oder senkrechte Verwerfung sichtbar.

Das legt den Gedanken nahe, daß nicht Überschiebung, sondern steile Verwerfung die maßgebende Störungsform ist. Dazu kommt, daß als einzige sichere Anzeichen für die Richtung der Bewegung an dieser Störungslinie horizontale Rutschstreifen auftreten. Sie beweisen, zusammen, mit der am Westrand sichtbaren Überschiebung, eine O—W-Bewegung. Die Überschiebung im Puitental ist eine Teilerscheinung dieses Bewegungsvorgangs, die Überschiebung am Westrande aber fügt sich harmonisch in das Bild der nach W bewegten Schubmasse, am Stirnrande derselben gelegen.

Auch die Mieminger Kette zeigt ähnliche Verhältnisse. Von der Pestkapelle nach W und SW ist sie durchweg über die jungen Schichten an ihrem Fuße nach NW überschoben, gleiches zeigt sich am Nordfuß der Heiterwand.

In ähnlicher Weise ist im Karwendelgebirge Bewegung der aus den älteren Formationsstufen gebildeten Sattelzonen über die vorliegenden Muldenzonen der jüngeren Schichten zu sehen. Weitere Beispiele ließen sich noch in großer Zahl anführen.

Das alles spricht dafür, daß der Druck der tertiären Orogenese innerhalb des Gebirges seine stärkste Auslösung erfahren hat in solchen, durch Gesteinsbeschaffenheit und kretazische Orogenese hierfür vorbestimmten Zonen.

Denn die aus den älteren, weniger mobilen Formationsstufen bestehenden Zonen konnten im Tertiär nur verhältnismäßig wenig zusammengeschoben werden, weil sie den größten Teil ihrer Faltungsfähigkeit schon eingebüßt hatten. Selbstverständlich wurden sie noch stärker zusammengedrückt und gefaltet, dabei erfolgte die Zerbrechung in Schollen mit Verschiebung gegeneinander und die Verschmälerung der ursprünglich breiten Falten.

Die Hauptwirkung der tertiären Orogenese aber erfolgte an den Schwächezonen des alten Falten-

landes. Solche Schwächezonen waren vor allem die Übergänge zwischen Anti- und Synklinalen, in welchen die inzwischen durch Abtragung freigelegten älteren, spröderen, stabileren Massen von den jüngeren, plastischeren, mobileren abgelöst wurden. Dort mußten sich die tektonischen Wirkungen am stärksten äußern, wie aus den Verhältnissen am Süd- und Westrand des Wettersteins hervorgeht. Dabei war die Hauptbewegung O—W, an der jungen Zone entlang und zum Teil auch über sie hinaus. Durch diese Bewegung der großen Wettersteinmasse wurde auch die nächste Sattelzone (Vorberge) in ihrem Bau erheblich verändert.

Deshalb erscheint die O—W-Bewegung sehr bedeutungsvoll für das Gebiet. Auf die weite Verbreitung und große Häufigkeit solcher Bewegungen in den Ostalpen brauche ich hier nicht näher hinzuweisen. Seit ROTHPLETZ die wichtige Rolle dieser Bewegungen erkannt hat, sind aus so vielen Gebieten solche Bewegungen nachgewiesen, daß es kaum mehr angängig ist, sie als nebensächlich anzusehen.

Das Ausmaß dieser Bewegungen war — und es ist nach dem, was bisher gesagt wurde, fast unnötig, dies zu betonen — nur gering. Die Förderweite der Schubmasse bleibt unbedeutend, das geht schon daraus hervor, daß am Nordrande des Wettersteingebirges auf große Strecken normaler Verband mit dem Vorlande besteht.

So ergibt sich aus allen Beobachtungen immer klarer die Einsicht, daß das Gebirge bodenständig ist und nur geringe horizontale Bewegungen erfahren hat, welche nicht vermochten, das Gebiet aus seinem ursprünglichen Zusammenhang erheblich herauszureißen.

Damit soll nicht behauptet werden, daß in den Nordkalkalpen überhaupt keine größeren horizontalen Bewegungen erfolgt seien. Aber es besteht, meiner Ansicht nach, kein Grund für die Annahme, daß die Gesteine der Kalkalpen in weiter Entfernung von ihrem heutigen Verbreitungsgebiete gebildet wurden. Die Bewegungen in den Kalkalpen sind gewissermaßen interne, hervorgerufen durch die Verschmälerung des Gebietes und demzufolge sowohl Schuppungen und Faltungen innerhalb des kalkalpinen Gebietes, als auch an seinen Grenzen gegen und über die anstoßenden Zonen, im N über vindelizische und helvetische, im S

gegen die Grauwackenzone, im W gegen den Westalpenbogen.

Alle diese Bewegungen, deren Richtung verschieden ist, je nach den örtlichen Bedingungen des Druckes, des Widerstandes verschieden alter Teile, der größeren oder kleineren Faltungsfähigkeit einzelner Schichtfolgen, der durch Abtragung und Erosion geschaffenen Ausweichmöglichkeiten, haben in ihrer Gesamtheit das wechselvolle Strukturbild geschaffen, welches die bayerischen Kalkalpen heute zeigen.

Literatur:

ROTHPLETZ: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. Geolog. Alpenforschungen, II, 1905.
AMPFERER: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. d. K. k. Reichsanst., 55, 1905.
REIS: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges I. Geogn. Jahresh., 1910.
SCHLAGINTWEIT: Die Mieminger—Wetterstein-Überschiebung. Geol. Rundschau, III, 1912.
AMPFERER: Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. d. K. k. Reichsanst., 1912.
SCHLAGINTWEIT: Zum Problem des Wettersteingebirges, Ebenda, 1912.
v. LOESCH: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. Jahrb. d. K. k. Reichsanst., 64, 1914.
MYLIUS: Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayrischen Alpen. Mitt. d. Geogr. Gesellsch. München, 1914.
AMPFERER: Besprechung mit SCHLAGINTWEIT, v. LOESCH und MYLIUS über das Wettersteingebirge. Verh. d. K. k. Reichsanst., 1914.
SCHMIDT: Das Vorkommen von Gelbbleierz im Höllental bei Garmisch. Zeitschr. f. prakt. Geolog., 1915.
MYLIUS: Einige Beobachtungen zur Geologie des Wettersteingebirges. N. Jb. f. Min., 1916, 1.
LEVY: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. Ostalp. Formenstudien, Berlin 1920.
LEUCHS: Die Ursachen des Bergsturzes am Reintalanger im Wettersteingebirge. Geolog. Rundsch., XII, 1921.
— Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg. München 1921.
— Über Grundfragen alpiner Geologie. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges., 73, 1921.

Karten:

REIS-PFAFF: Geologische Karte des Wettersteingebirges 1:25 000, 2 Blätter, München 1911.
AMPFERER: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Zirl-Nassereith 1:75000, Wien 1912. (Nur österreichisches Gebiet!)
Karte (topographische) des Wettersteingebirges 1:50 000. 2 Blätter, Herausgegeben vom Bayr. Topogr. Bureau, München (Nr. 97, West und Ost).

Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen.

(Etwas erweiterter und mit Anmerkungen versehener Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München am 4. August 1923.)

Von Herrn H. Mohr, Graz.

Von den Gleichgewichtsstörungen, welche durch die orogenetischen Vorgänge neu geschaffen werden, seien zwei ihrer Art nach einander fremde herausgegriffen und einiges über deren Zusammenhänge erwogen. —

Der Prozeß der Gebirgsbildung[1]) ist ohne Versteilung der Gefällskurven nicht denkbar — er bedingt Neueinsetzen der Schuttbildung[2]).

Andererseits verschieben sich in der Tiefe die Zonen gleicher statischer Bedingungen; ihre Verlagerung verursacht Anpassungsbestrebungen unter den nicht angepaßten Mineralkameradschaften (Metamorphose).

Wir nehmen an, daß Schuttbildung und Metamorphose ungefähr parallel ablaufende Prozesse darstellen. Es sind bisher keine Erfahrungen bekannt, welche dem widersprechen würden.

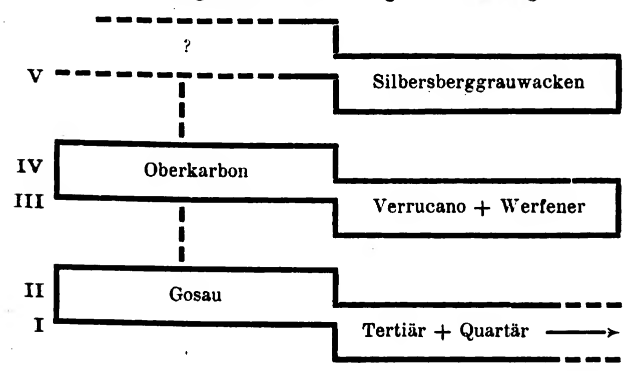
---

[1]) „Gebirgsbildung" will hier im engsten Sinne des Wortes verstanden sein, d. h. es sind hier jene orogenetischen Vorgänge gemeint, welche mit einer ersichtlichen Verkürzung des Untergrundes, d. h. einer Verschmälerung der Geosynklinale verknüpft sind. Sie haben einen ausgesprochen episodischen Charakter und ein gewisser „katastrophaler" Beigeschmack ist ihnen nach des Verfassers Meinung durchaus nicht abzusprechen. Die nachfolgenden Bewegungserscheinungen des Abgleitens zu steil geböschter Deckenhänge (nördl. Kalkalpen, „Wechselfenster"), des Zuquellens von steilrandigen Depressionen (siehe Po-Ebene und falsche Fensterbildung) usw. gehören unter den Begriff „Verebben der Gebirge", denn sie werden durch die Schwerkraft (auch durch die Oberflächenspannung?) bedingt und verraten ein Streben, das junge Gebirgsprofil dem Geoid wieder einzugleichen.

[2]) Unter „Schutt" verstehe ich hier alles grobklastische Abtragungsmaterial, das wenigstens teilweise eine Beurteilung hinsichtlich des Herkunftsgesteins zuläßt.

Grobschutt läßt Rückschlüsse zu hinsichtlich der Herkunft oder des Ausgangsgesteins seiner Komponenten, er zeigt mithin auch, welche kristallinen Schiefer damals bloßlagen und welches Stadium der Metamorphose sie erreicht hatten.

Wir können in den Ostalpen vier ausgeprägte Schutthorizonte von universeller Bedeutung unterscheiden; ein fünfter ist von fraglicher Verbreitung und Wichtigkeit.



Mir will dünken, daß die Zuordnung je zweier, zeitlich aufeinander folgender Schutthorizonte, wie sie in dem obigen Schema angedeutet wird, in der geologischen Geschichte der Ostalpen recht deutlich zum Ausdruck kommt. Ein wenig schematisch läßt sich dies folgendermaßen begründen:

Im Sinne H. Stilles und A. Wegeners geht der Schub von den beweglichen alten Massiven aus, wobei Bewegungsrichtung und Richtung der Überfaltung, bzw. Überschiebung voneinander selbstverständlich in keinem Abhängigkeitsverhältnis zueinander stehen (orogenetische Phase).

Der Zusammenschub erzeugt zwischen den Auffaltungen eine Anzahl langgestreckter Mulden, die infolge der stürmisch belebten Denudation der Zuschüttung vor allem ausgesetzt sind. Die Einebnung der Mulden setzt sich fort bis zur Möglichkeit pflanzlicher Besiedelung, welche unter der Vorbedingung entsprechender klimatischer Verhältnisse Anlaß zur Kohlebildung wird (Oberkarbone Graphite und Anthrazite; Gosaukohle).

Es folgt nunmehr eine epirogenetische Phase. Der Gebirgskörper als Ganzes unterliegt ohne Verringerung

seiner Breite einer langsamen Hebung die verschieden begründet sein kann. Man könnte in dieser Aufwärtsbewegung einen bloßen isostatischen Ausgleich erblicken, verursacht dadurch, daß unter dem zusammengestauchten Krustenstreifen schwereres Magma verdrängt wurde; vielleicht auch eine Bewegung begünstigt durch das Aufrücken der Geoisothermalflächen, das eine leichte Ausdehnung der eingefalteten Oberflächengesteine und damit eine Aufwölbung des Gebirgskörpers bewirkt; auch teilweiser Stoffverlust und daher Erleichterung infolge Abwanderns der durch Wärme austreibbaren Substanzen (restierende Sedimentfeuchtigkeit, Gel- und Hydratwasser, Bitumina, Schwefel, Kohlensäure = „pseudojuvenile“ Entgasung MOHR) kann als mitwirkendes Moment in Betracht kommen. Im allgemeinen halte ich jedoch diese hebenden Ursachen nicht für die entscheidenden, zu sinnfällig kennzeichnet sich im größeren Teil von Europa die Periode des Perm und der Unteren Trias als eine Zeit belebter Abtragungstätigkeit und der Anhäufung detritärer Massen. Die hebenden Tendenzen sind also auf den Bildungsraum der neuentstandenen Gebirge nicht beschränkt geblieben, ähnlich wie in der känozoischen Periode, welche das Meer aus beträchtlichen Teilen Europas zurückdrängt, die außerhalb der orogenetischen Zonen gelegen sind.

Die Neubelebung der Abtragungstätigkeit in den Ostalpen zur postkarbonen und posteocänen Zeit kann also schwer örtlich erklärt werden, sie ist augenscheinlich nur eine Teilerscheinung der flächenhaft an Ausdehnung zunehmenden und über das neuentstandene Gebirge hinausgreifenden Denudation, die in einer allgemeinen Tieferlegung der Erosionsbasis mit kontinentaler Reichweite begründet sein dürfte. Dieser ähnliche Ablauf der geologischen Vorgänge nach den beiden orogenetischen Hauptphasen in den Ostalpen legt es uns außerordentlich nahe, dem geistreichen Ausspruche R. SCHWINNERS zuzustimmen, der die stratigraphische und tektonische Rolle der Gosau bereits einmal vom Oberkarbon übernommen sieht[3]).

Ich finde in der Tat die Analogie sehr weitgehend und möchte den Unterschied zwischen Verrucano- und Tertiärschutt nur auf die verschiedenen klimatischen Bedingungen zurückführen, unter welchen beide zustandekamen.

---

[3]) R. SCHWINNER. Analogien im Bau der Ostalpen. Centralbl. f. Min. 1915 S. 57.

Den beiden Hauptphasen der Gebirgsbildung in den Ostalpen,

der intrakarbonen
und intrakretazischen

entsprechen auch zwei Höfe der Regionalmetamorphose:

ein praeverrucaner
und ein praeeocäner.

Die Stufen, welche jeweils in den neuen Kristallhof einbezogen werden, und der Inhalt der Schuttablagerungen gewähren uns verläßliche Marken, die uns die Entstehungszeit der Höfe einengen lassen.

Es sind zwar außerdem recht triftige Beweisgründe für eine noch ältere Metamorphose vorhanden; ich erblicke sie in dem mächtigen Quarzschutt des Horizontes der Silbersberggrauwacken[4]), der sich vom Ostende der nördlichen Grauwackenzone durch Niederösterreich und Obersteiermark verfolgen läßt. Möglicherweise gehören auch die von Br. Sander[5]) beschriebenen Knollengneise der westlichen Tauern in dieses Niveau. Die grobquarzigen Bestandmassen der Silbersberggrauwacken sind ihrer Natur nach nichts anderes als die aufgearbeiteten Quarzschwielen und -gänge eines noch älteren Metamorphikums, über dessen Zugehörigkeit zum alpinen Bauplan wir freilich nichts wissen.

Allein in größerer Verbreitung ist dieser Grauwackenhorizont in den Ostalpen bisher nicht bekannt, und es wäre

---

[4]) Über deren Stellung im Profil der Grauwackenzone siehe Fr. Toula: Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen usw. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wissenschaften, Bd. L, S. 144; ferner M. Vacek: Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1888, S. 60 und H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Weichsel. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, III. Bd. 1910, S. 118.

[5]) B. Sander. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern I. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 82. Bd., Wien 1911, und: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichanst. 1912, Bd. 62, S. 247. In einer neueren Arbeit (Zur Geologie der Zentralalpen Jahrb. d. Geol. Staatsanst., Wien 1921, Bd. 71, S. 175) denkt übrigens auch Br. Sander an die Möglichkeit einer derartigen Parallele. Auch die bereits dort vertretene Zuordnung des sog. „Rannachkonglomerats“, in Obersteiermark zu diesem Schuttniveau gewinnt nach den neuesten Untersuchungen von W. Hammer (Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 74. Bd., Wien 1924) an Wahrscheinlichkeit.

vielleicht auch möglich, diese auf die nördliche Grauwackenzone beschränkten Quarzmassen zum Teil von Norden abzuleiten, d. h. vom böhmischen Massiv. Neuere Vergleichsarbeit lehrt[6]), daß die Silbersbberggrauwacken weitaus älter als Oberkarbon sein müssen. Die mit ihnen immer verknüpften echten Grünschiefer liegen im Paläozoikum von Graz tiefer als Unterdevon. Man wird sie also wahrscheinlich ins Silur zu stellen und dem in ihnen aufgearbeiteten metamorphen Grundgebirge eine vorsilurische Entstehung zuzubilligen haben. **(M III)**[7]).

Wahrscheinlich ist es noch das gleiche alte Grundgebirge, das auch dem alpinen Oberkarbon seinen reichlichen Quarzschutt liefert, während in der Tiefe eine neue Metamorphose **(M II)** ihren Hof ausbaute. Die nur örtlich und seltener auftretenden Gneis-, Glimmerschiefer- (Turrach) und Phyllitgerölle (Veitsch) lassen keine sichere Herleitung zu. Interessant ist das spärliche Auftreten von „Semriacher Schiefer"-Geröllen in den Konglomeraten des Turracher Karbons, welche FR. HERITSCH[8]) von den wahrscheinlich altpalaeozoischen Liegendgesteinen des Karbons ableitet. Etwas weniger selten sind Gerölle von schwarzen Kieselschiefern (Lydit)[9]), welche in dem Zuge des „erzführenden Kalkes" der nördlichen Grauwackenzone (Silur-Devon) eine weite Verbreitung haben. Es war also zumindest ihre Diagenese zur Zeit der karbonen Konglomeratbildung bereits hinreichend weit gediehen. Doch zeigt das außerordentliche Zurücktreten des Altpalaeozoikums in der Geröllkameradschaft, daß dieses durch die Denudation noch kaum bloßgelegt war. Es erscheint erst ausgiebiger im Verrucano der Nordalpen, dessen Grobschutt vom Perm bis in die Untere Trias reicht. In der Geröllkameradschaft sammeln wir aus dem altpaläozoischen Abschnitt der Grauwackenzone die Porphyroide der „Blasseneckgneis-

---

[6]) H. MOHR. Das Gebirge von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.) Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 98. Bd. S. 160.

[7]) **M III** = älteste nachweisbare Regional-Metamorphose; die Tiefenstufe sei durch den Anhänger g (=Grünschiefer-St.), a (=Amphibolit-St.) und e (=Eklogit-St.) bezeichnet.

Auch BR. SANDER bringt Belege bei für eine der kristallinen Tauernmetamorphose vorangehende ältere, präkarbonische Phase kristalliner Schieferbildung (Biotitgneiseinschluß in den Tuxerwacken). Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1912, S. 276.

[8]) FR. HERITSCH. Geologie von Steiermark, Graz 1921. S. 145.

[9]) In den Turracher Konglomeraten; auch bei FR. HERITSCH; Geologie von Steiermark. S. 26 erwähnt.

serie", Grünschiefer, Kieselschiefer (Vöstenhof bei Ternitz[10]), serizitische Phyllite, nach E. Spengler wahrscheinlich der Blasseneckserie entstammend[11])) (Aflenzer Gegend), und den „erzführenden Kalk" mit allen petrographischen Eigentümlichkeiten, die ihn auch heute im anstehenden Zustande auszeichnen (Obersteiermark).

Es hat also im jüngeren Paläozoikum das ältere bereits in phyllitischer Metamorphose (= Grünschieferstufe **M IIg**) vorgelegen; die phyllitische Metamorphose des Altpaläozoikums in den Ostalpen ist älter als der Verrucano[12]).

Es ist notwendig, dies entsprechend zu betonen, denn sowohl hinsichtlich der Ostalpen[13]) als insbesondere der Westalpen[14]) sind Auffassungen vertreten worden, welche mit dieser Erkenntnis — gleiche Schicksale der beiden Gebirgshälften vorausgesetzt — kaum in Einklang zu bringen sind.

Von einem tieferen Grad der Metamorphose in altpaläozoischen Schichten als jenem der Grünschieferstufe ist in den Ostalpen bisher noch wenig gesprochen worden. Und doch kann eine Anzahl von Punkten namhaft gemacht werden, welche zwanglos nur im Sinne eines Hineinreichens des Altpaläozoikums in den Bereich der II. Tiefenstufe im Sinne U. Grubenmanns (= Amphibolitstufe) gedeutet werden können. Ich habe wiederholt Gelegenheit gehabt auf diese wichtigen Stellen aufmerksam zu machen und ihre einschneidende Bedeutung hervorzuheben. So kann man in der Zone der Silbersberggrauwacken am Semmering auf mehrere Kilometer im Streichen beobachten, daß das diabasische Material eines Grünschieferzuges teilweise als

---

[10]) H. Mohr. Das Gebirge von Vöstenhof S. 144/145. (Dort wird genauer von Basalbildungen des Werfener Niveaus gesprochen.)

[11]) E. Spengler. Das Aflenzer Triasgebiet. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1919, Bd. 69. S. 222. Ebendort werden auch „grünliche Quarzite" und „schwarze silurische (?) Kieselschiefer" als Komponenten der verrucanoartigen Basalbildung erwähnt.

[12]) H. Mohr. Das Gebirge um Vöstenhof. S. 158.

[13]) W. Schmidt. Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. d. Geol. Staatsanst., Wien, Jahrg. 1921. 71. Bd., S. 110.

[14]) J. Koenigsberger. Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive usw. XI. Intern. Geolog.-Kongr., Compte rendu Stockholm 1910 S. 639. („. . . . die der oberen Tiefenstufe zugeteilten (Gesteine) sind erst jungtertiär metamorphisiert.") Auch Alb. Heim vertritt in seiner „Geologie der Schweiz" (I. Bd. S. 850) im großen und ganzen diesen Standpunkt.

normaler Amphibolit ausgebildet ist[15]). Der amphibolitische Anteil schwillt schließlich in der scheinbar altkristallinen Insel von Vöstenhof zu bedeutender Mächtigkeit an und zeigt pegmatitische Injektionen. Ebenso scheinen die begleitenden Silbersbergphyllite im Zusammenhang mit aplitischer und pegmatitischer Durchaderung auf dem Silbersberg bei Gloggnitz zu einem grobschuppigen Muskovitglimmerschiefer umgeprägt zu sein.

Auch der von Fr. Heritsch[16]) angeführte Zug des Fötteleck im unteren Triebener Tal (Obersteiermark), der inmitten einer Serie von echten Grauwackengesteinen mit phyllitischer Metamorphose Amphibolite und Zoisitamphibolite führt, wird sich am zwanglosesten mit einer Steigerung der Metamorphose erklären lassen. Es ist sehr bezeichnend, daß Fr. Heritsch eine Abgrenzung dieser Gesteine von den Grauwackenschiefern vorläufig nicht durchzuführen vermag.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse an der Südostgrenze des Altpaläozoikums der Murauer Mulde (Umgebung von Neumarkt), wo die Zunahme der Metamorphose derart erheblich ist, daß von einer scharfen Grenze gegen die hochkristalline Hüttenberger Serie gar nicht die Rede sein kann. Bezeichnend für die Annäherung der Murauer Gesteine an die II. Tiefenstufe ist, daß der tiefere kalkige Abschnitt dieser Serie biotitführende, kalkreiche Schiefer enthält[17]).

---

[15]) H. Mohr. Das Gebirge um Vöstenhof S. 160, 161 (Südosthang des Kohlberges bei Schlöglmühl, Silbersberg bei Gloggnitz, oberer Stuppachgraben südöstlich Prigglitz).

[16]) Fr. Heritsch. Geologie von Steiermark. S. 169/170.

[17]) G. Geyer. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau (Steiermark) Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanst. Wien, Jgg. 1891, S. 116. („Hellbraune, kalkreiche Schiefer, welche im wesentlichen aus braunen, sehr fein und gleichmäßig verteilten Biotitschüppchen bestehen, die mit feinen Kalklamellen dicht verfilzt sind ....")

Ich führe gerade diesen Typus an, weil er seiner Lagerung und seinem Verbande nach unzweifelhaft noch in die paläozoische Serie hineingehört.

G. Geyer zählt in den gleichen Verband noch eine Reihe anderer abweichender Gesteinsvarietäten, die unverkennbar die Merkmale der Grubenmannschen II. Tiefenstufe an sich tragen (Hornblendeschiefer mit smaragdgrüner Hornblende, Granaten führende Schiefer, weiße Kalktremolitschiefer usw.). Vielleicht könnte hier aber eine skeptischere Auffassung mit der Möglichkeit rechnen, daß diese Gesteine auf tektonischem Wege in die Serie der Kalkphyllite gelangt sind.

Entschieden sehr beachtenswert ist auch, daß A. TORNQUIST auf Grund seiner von neuen Gesichtspnkten ausgehenden Untersuchungen in den Murauer und Metnitzer Alpen die Frage erörtert, ob sich nicht gewisse Anteile des Murau-Metnitzer Deckengebirges in ihrem tektonischen Liegenden — der Decke der Granatglimmerschiefer — in gesteigerter Metamorphose wiederfinden, mit anderen Worten, ob die tiefere Decke nicht etwa ein höhermetamorphes Äquivalent der sicher paläozoischen Hangendgesteine darstelle[18]).

Eine ganz ähnliche Einmündung altpaläozoischer Gesteine in das Hochmetamorphikum (II. und III. Tiefenstufe) ist auch am Südwestrand des Paläozoikums von Graz vorhanden. Hier kann man im Hangenden des mäßig marmorisierten Schöckelkalks bei Voitsberg (südwestlich Graz) einen zuckerigen Dolomit beobachten, der von mehrere Zentimeter langen Tremolitkristallen durchwachsen ist, der Lagerung nach aber nur mit dem unterdevonischen Dolomit der Grazer Umgebung parallelisiert werden kann.

Die den Dolomit unterlagernden und mit demselben stratigraphisch verknüpften Schiefer, welche etwa den unterdevonischen „Neritenschiefern" der Grazer Umgebung äquivalent wären, treten uns als echte Granatführende Zweiglimmerschiefer entgegen.

Hier kann also von einem Hiatus in der Metamorphose zwischen dem Altpaläozoikum und dem anschließenden Hochmetamorphikum nicht gesprochen werden, wenn auch längs der ganzen Nordwestgrenze der paläozoischen Mulde von Graz der Gegensatz im Grad der Metamorphose zwischen den beiden Serien sehr scharf zum Ausdruck kommt[19]).

Ebenso allmählich ist der Übergang von der phyllitischen Metamorphose zur Amphibolitstufe in der weiten Schiefermulde von Semriach-Passail. Hier taucht unter dem Schöckelkalk der „untere Schieferhorizont" her-

---

Auch A. TORNQUIST beschreibt neuerdings (Die Deckentektonik der Murauer und der Metnitzer Alpen. Neues Jahrb. f. Min., Geolog. u. Pal. XLI. Beil. Bd. Stuttgart 1916. S. 115) hornblendeführende Gesteine aus der paläozoischen Serie, welche ersichtlich in Diaphthorese (Umwandlung in Chlorit) begriffen sind.

[18]) A. TORNQUIST a. a. O. S. 131.

[19]) F HERITSCH (und F. ANGEL) nehmen hierin einen stark abweichenden Standpunkt ein („Überall ist zwischen Hochkristallin und dem Paläozoikum ein scharfer Schnitt in der Metamorphose vorhanden." Geologie von Steiermark S. 18.)

aus[20]), der bei Deutsch-Feistritz Krinoiden geliefert hat, also seiner Lagerung nach altpaläozoisch sein muß, zeigt in den Gräben des Schöckl-Nordhanges aplitische Durchaderung und bei Arzberg Amphibolitlager.

Es muß also zusammenfassend gesagt werden, daß eine ganze Reihe von Beobachtungen vorliegt, welche beweisen, daß die II. Tiefenstufe vor dem Altpaläozoikum nicht halt macht (**M II a**). Und da bis heute nirgends eine stratigraphische Grenze im Hochkristallin der Ostalpen zwischen einer Serie mit den Merkmalen der II. und einer anderen mit jenen der III. Tiefenstufe (Amphibolit- und Eklogitstufe) nachweisbar war, im Gegenteil überall ein allmählicher Übergang der beiden Grade ineinander zu beobachten ist (Glein-, Sau- und Koralpe) so besteht kein Anlaß, es als unwahrscheinlich, noch viel weniger es als ausgeschlossen zu bezeichnen, daß Altpaläozoikum in den Ostalpen in der Fazies der Eklogitstufe vertreten sein könnte.

Die Annahme, daß Altpaläozoikum im Hochkristallin der Ostalpen in beachtenswertem Umfang beteiligt ist, gründet sich demnach auf eine Anzahl von Beobachtungen und daraus ableitbaren Schlüssen; die gegenteilige, daß das Hochkristallin insgesamt als archäische Basis anzusprechen ist, auf reine Vermutungen[21]).

Die intrakarbone Orogenese hat also mit größter Wahrscheinlichkeit einen Kristallhof aller drei Tiefengrade (**M II g**, **M II a**, **M II e**) erzeugt, der mit der Amphibolitstufe zumindest bis ins Unterdevon, mit der Grünschieferstufe bis ins Oberdevon (Paläozoische Mulde um Graz) reicht. Das Oberkarbon der Schatzlarer und Ottweiler Stufe hat keinen Anteil mehr an dieser Metamorphose.

---

[20]) „Semriach", der Ort, welcher den sog. „Semriacher" Schiefern den Namen gegeben hat, liegt bereits auf den „unteren Schiefern" im Sinne Fr. Heritsch (= „Grenzphyllit" A. Peneckes zum Teil). Das, was C. Clar als „Semriacher Schiefer" petrographisch definiert und in die Literatur eingeführt hat, ist ein echter Grünschiefer diabasischer Herkunft mit uralitisierten bis chloritisierten Augiteinsprenglingen und hat seinen stratigraphischen Platz über dem Schöckelkalk (= „Oberes Schieferniveau" im Sinne Fr. Heritsch). Diese unglückliche Namengebung war die Veranlassung, daß sich lange Zeit keine einheitliche Auffassung über die stratigraphische Stellung der „Semriacher Schiefer" im Sinne C. Clars und K. A. Peneckes durchzuringen vermochte.

[21]) Den letzteren gegensätzlichen Standpunkt sehen wir z. B. in Fr. Heritsch' „Geologie von Steiermark" vertreten (S. 18).

Mit den zwei tieferen Graden ist weitgehende Granitisierung verknüpft. Auch sie reicht nirgends in sicheres Oberkarbon. Wir haben also guten Grund sie gleichfalls für voroberkarbonisch zu halten.

Um die Bedeutung der erst zu Beginn der Gosauformation überraschend wieder einsetzenden riesigen Schuttförderung in den Ostalpen zu ermessen, muß man sich vor Augen halten, daß nach dem Ausklingen der Abtragungstätigkeit in der Unteren Trias nunmehr in den Ablagerungen zweier mächtig entwickelter Formationen jede Grobschutteinschaltung mangelt. Es ist die Vorbereitung der im Absinken begriffenen Geosynklinale für die intrakretazische orogenetische Phase.

Ganz wie zur Zeit der variscischen Auffaltung erfahren die Gefällskurven eine plötzliche Versteilung, die nunmehr einen gewaltigen Schuttstrom in die neugebildeten meist rinnenförmigen Einsenkungen sendet.

Über den Geröllinhalt der Gosau liegen eingehende Studien von O. Ampferer, R. Folgner, Th. Ohnesorge, Br. Sander und dem Verfasser vor. Die alpine Oberkreide bezog ihren Grobschutt sehr häufig aus der nächsten Umgebung. Daneben sind aber, und nicht in unerheblicher Menge exotische Gerölle vertreten, die eine entferntere Herleitung notwendig machen. Nichtsdestoweniger ist meines Wissens kein einziges sicheres Vorkommen von Abkömmlingen des metamorph gewordenen zentralalpinen Mesozoikums bekannt[22]). Und dabei sind die heute zu beobachtenden Entfernungen der beiden Ablagerungen örtlich recht geringfügig (Umgebung von Innsbruck, oberes Mürztal in Steiermark). Es scheinen also zur Zeit der Gosau ganz ähnliche Verhältnisse geherrscht zu haben wie zur Zeit des Oberkarbons: die neumetamorphen Gesteine waren der

---

[22]) Den Herren O. Ampferer und Br. Sander verdanke ich die freundliche Mitteilung, daß denselben bei ihren Untersuchungen der exotischen Gerölle in der Gosau Abkömmlinge deutlich kristallin gewordenen Mesozoikums nicht aufgefallen sind. Doch wäre dies nicht dahin auszulegen, daß hiedurch deren absolute Abwesenheit bewiesen gelten kann. Weitere Untersuchungen könnten diesen scheinbaren Mangel widerlegen. Für unsere Erwägungen genügt das zumindest sichtbare Zurücktreten metamorpher mesozoischer Gesteine, dem sich als merkwürdige Parallele das Zurücktreten des metamorphen Altpaläozoikums in der Geröllkameradschaft des Oberkarbons an die Seite stellen läßt.

Denudation noch nicht recht zugänglich (was übrigens schon in der Tatsache angedeutet ist, daß sich Gosau und metamorphes Mesozoikum gebietlich aus dem Wege gehen). Erst im Alttertiär wird der mit der kretazischen Gebirgsbewegung einhergehende Kristallhof (**M I**) ausgiebig freigelegt und nun zeigt es sich, daß das zentralalpine Mesozoikum — soweit es in die jungalpinen Verfaltungen einbezogen wurde — zumindest bis in den Dogger[23]) in phyllitischer Metamorphose vorliegt (**M I** g). Sowohl das Eocän von Kirchberg a. W. (Semmeringgebiet), wie jenes von Wimpassing am Leithagebirge (N.-Ö) hat reichlich metamorphe Trias und Gesteine in denen wir begründeterweise Jura erblicken dürfen, aufgearbeitet[24]).

Daß zentralalpines Mesozoikum örtlich auch noch die Merkmale der II. Tiefenstufe in den Ostalpen besitzt, kann nur in beschränkterem Ausmaße zutreffen. Für den ganzen Bereich des ostalpinen Kristallins mit Ausschluß des sog. „Tauernfensters" und seiner westlichen Vorlagen dürfen wir diese Stufe der Metamorphose im Mesozoikum zumindest als nicht sichtbar annehmen. Hingegen kann am Tauernwestende dank den Feststellungen F. Beckes und Br. Sanders das Hineinreichen der Trias in die Mineralfazies der II. Tiefenstufe als bewiesen gelten[25]) Sander erkennt in der unteren Schieferhülle nicht allein hochmetamorphe (Fazies der Glimmerschiefer) Untertrias (und Karbon), sondern auch Äquivalente der Raibler Schichten wieder, welche in der Gestalt hochkristalliner Glimmerschiefer mit Querbiotiten vertreten sind. (**M I** a).

Der scheinbar völlige Mangel eines Mesozoikums mit den Merkmalen der II. Tiefenstufe außerhalb des „Tauern-

---

[23]) In dem kristallin gewordenen Mesozoikum der Radstädter Tauern hat C. Diener noch Jura mit canaliculaten Belemniten nachgewiesen (Verh d. k. k. Geol. Reichsanst., Jgg. 1897, S. 252).

[24]) Mitteil. d. Geolog. Ges. i. Wien, III. Bd. 1910, S. 202 und 204. Dank den eingehenden Studien Fr. Trauths (Das Eocänvorkommen bei Radstadt im Pongau. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 95. Bd, Wien 1918) können die Eocänreste von Kirchberg a. W. und Wimpassing a. L. heute genauer horizontiert werden: sie gehören ins Mitteleocän und sind wahrscheinlich dem Lutetien gleichwertig (a. a. O. S. 197 und 200).

[25]) Nach Angaben F. Beckes, für deren Mitteilung der Verfasser diesem sehr zu Dank verpflichtet ist; ferner sieh Br. Sanders Aufnahmebericht, enthalten im Jahresber. der Wiener Geol. Bundesanst. für 1922. Verh. d. Geol. Bundesanst. Jgg. 1923. Nr. 1. S. 21/22.

fensters“ kann auf zweierlei Art begründet werden: entweder waren die intrakretazischen Bewegungen in diesem Abschnitt der Ostalpen nicht tiefschürfend genug, um Trias=Jura in den Hof der Amphibolitstufe einzubeziehen, oder die Abtragung ist noch nicht weit genug fortgeschritten, um tiefer metamorphes Mesozoikum zu entblößen.

Die jungalpine Hauptphase der Gebirgsbildung war demnach vom Ausbau eines Kristallhofes begleitet, der mit Merkmalen der II. Tiefenstufe zumindest bis in die karnische Stufe der alpinen Trias, mit jenen der I. aber gewiß noch in den Mittleren Jura hineinreicht. Seine Blastese ist im Mitteleocän der Hauptsache nach abgeschlossen[26]). Im allgemeinen ist wohl der Satz gültig, daß bereits die II. Tiefenstufe ohne intrusiv-magmatische Nähe nicht bekannt ist. Es ist deshalb eine Erscheinung, die mit dem ersichtlichen Zurücktreten der Amphibolitstufe völlig im Einklang steht, wenn die Tiefengesteine mesozoischen Alters gegenüber der Reichlichkeit intrakarboner Intrusionserscheinungen an Bedeutung eingebüßt haben. Als einzige Trabanten der jungalpinen orogenetischen Phase können nur die Tonalitstöcke angeführt werden[27]), deren

---

[26]) Auch hierin erkennen wir einen erheblichen Unterschied gegenüber den Erfahrungen in den Westalpen. J. Königsberger (a. a. O. S. 646) bezeichnet jene Schiefer in den Westalpen, welche den Mineralbestand der ersten Tiefenstufe aufweisen, als dislokationsmetamorph und stellt deren Ausprägung ins Jungtertiär. Auch Alb. Heim (Geologie der Schweiz II. Bd. Leipzig 1922. S. 855/6) ist hierin gleicher Ansicht. „Die Regionalmetamorphose (Tiefenmetamorphose) ist vorherrschend vortertiär, die alpine Dislokationsmetamorphose aber erst tertiär.“ Demgegenüber empfiehlt es sich festzuhalten, daß in den ganzen Ostalpen metamorphe Oberkreide (Gosau) nirgends (auch nicht mit den Merkmalen der obersten Tiefenstufe) verbürgt ist und das Eocän sich sogar noch häufig aus Sedimenten aufgebaut erweist, denen eine regelrechte Diagenese mangelt. In den Anlagen der Metamorphose kommen also die Ostalpen den Karpathen sicher näher als den Westalpen.

[27]) Daß auch der Bachergranit und der tonalitische Anteil der Zentralgneise hierher zu zählen sind, erscheint trotz mancher Einwände nicht ausgeschlossen. Die letztere Möglichkeit würde sich auch mit der Annahme Br. Sanders (Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I Ber.), Denkschr. der k. k. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Bd. 82, Wien 1911, gut vertragen, daß sich in den Zentralorthogneisen ein jüngerer Intrusionsakt unterscheiden läßt.

posttriadisches Alter nach den vorliegenden außerordentlich zahlreichen Untersuchungen als gesichert gelten kann[28]).

Es wurden also durch die jungalpinen Bewegungen alle Schichten vom Oberkarbon angefangen bis in den Jura hinein — sofern die physikalischen Vorbedingungen gegeben waren — in den Hof einer jungen Metamorphose einbezogen. Da aber die neugeschaffenen Bedingungen des Gleichgewichts sich durchaus nicht deckten mit jenen, unter welchen das variscische Metamorphikum[29]) entstanden war. so konnten in diesem Veränderungen des alten Kristallhofes Platz greifen.

Es war in der Erkenntnis der kristallinen Schiefer unzweifelhaft einer der bedeutendsten Schritte nach vorwärts. als F. Becke, dem wir so viel Grundlegendes in der Erforschung des Wesens der Metamorphose verdanken, im Jahre 1909 zwischen vor- und rückschreitender Metamorphose schied und für letztere den Begriff der „Diaphthorese" prägte[30]).

Ich habe den Eindruck, daß den Erscheinungen der Diaphthorese noch immer sehr wenig Beachtung geschenkt wird, obwohl rückschreitende Metamorphose geradezu zu den Kennzeichen typischer alpiner Schiefer gehört. Nichts anderes als das zeitliche Nacheinander ver-

---

[28]) C. Diener (Bau und Bild der Ostalpen usw. S. 420) nennt als zeitliche Grenzen des Intrusionsaktes (Adamello) einerseits die Esinokalke der oberen Trias, andererseits die von G. Stache betonte Tatsache, daß in allen vorglazialen Ablagerungen Tonalitgerölle fehlen. Rechnen wir im Sinne F. Tellers die Porphyritgänge noch dem Intrusionsakt zu, so wird die untere Grenze bis in den Oberen Jura verschoben (Umgebung von Prävali, Kärnten). Bei Thal nahe Lienz (Tirol) durchsetzen Kersantitgänge, die zum gleichen Intrusivstamm gehören, Kalke des Lias (G. Geyer und T. L. Tanton). Die Lebhaftigkeit eruptiver Tätigkeit setzt sich aber mit dem Empordringen andesitischer Laven bis ins Miocän hinein fort. Was übrigens nur zu sagen braucht, daß die jungalpinen Intrusivkerne noch mobile, nicht völlig erstarrte Restherde besaßen.

Man vergleiche die unverkennbare Parallele mit den quarzphorpyrischen Ergüssen im alpinen Perm, deren Urquell wahrscheinlich in den intrakarbonen Granitintrusionen zu suchen ist.

[29]) Natürlich auch das vorsilurische Metamorphikum Die im Text folgenden Erwägungen wären deshalb schon früher — nach der Erwähnung der Zeugen einer ältesten Metamorphose **M III** — am Platze gewesen. In diesem Sinne wollen die anschließenden Betrachtungen allgemeiner verstanden sein.

[30]) F. Becke. Über Diaphthorite. Tscherm. Min. u. petr. Mitteil. 28. Bd. Wien 1909. S. 369.

schiedener Höfe der Metamorphose[31]) und deren Interferenz ist es, was die alpinen kristallinen Schiefer von jenen der Vorlandmassive scheidet. Quantitativ, d. h. im Ausmaße ihrer Wirkungen, tritt Diaphthorese ja häufig zurück, weil — wie R. SCHWINNER erst jüngst wieder hervorgehoben hat[32]), den Mineralkameradschaften der kristallinen Schiefer eine große Trägheit gegen den Umbau innewohnt[33]). Wie anders wäre es auch sonst deutbar, wenn wir Serien mit den Merkmalen selbst der III. Stufe oberflächlich entblößt sehen. Aber gleich wie im Laboratorium, so scheint auch im Erdtiefen Bewegung, genauer gesagt: „Teilbewegung im Gefüge" — um einen SANDERschen Ausdruck zu gebrauchen — das auslösende Moment zu sein, das die Unterkühlung zerstört[34]).

Und so ist Diaphthorese eines der untrüglichsten Kennzeichen neuerlich durchbewegter kristalliner Schiefer geworden. Denn dort, wo im Metamorphikum durch Feldbegehung das Vorhandensein von Bewegungsflächen festgestellt werden konnte, hat nachträgliche Durchmusterung der Gesteine unter dem Mikroskop immer die Anzeichen rückschreitender Metamorphose ergeben (sofern der ursprüngliche Grad hierzu Anlaß bot).

Jede Bewegung erzeugt aber nicht Anpassung, wie wir weiter oben gesehen haben. Denn ebenso wenig

---

[31]) In welcher die Diaphthorese als gleichwertiger Anteil betrachtet werden muß.

[32]) Die niederen Tauern. Geologische Rundschau, Bd. XIV H. 1 u. 2, S. 157.

[33]) Darauf hat eigentlich zuerst E. WEINSCHENK (Über Mineralbestand und Struktur der krist. Schiefer. Abhandl d. k. bayr. Akad. d. Wiss. München 1906) hingewiesen. Siehe auch U. GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910 S. 88/89 und F. BECKE: Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. in: Fortschritte d. Min., Kristall. u. Petrogr., V. Bd. Jena 1916. S. 215 und 221.

[34]) Daß hierbei auch das zeitliche Moment, d. h. die durch längere Zeit andauernde Einwirkung der geänderten Bedingungen des Gleichgewichtes eine große Rolle spielt, soll hier durchaus nicht bestritten werden. (Vgl. F. BECKE: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 75. Bd., I. Halb-Bd. Wien 1913, S. 5); dem Geologen erscheint jedoch das Moment der erzwungenen Gefügebewegung das entscheidendere zu sein. Vgl. auch R. SCHWINNER: Niedere Tauern. S. 158 („Durchbewegung vertragen solche metastabile Gesteine aber nicht, Umfaltung erzwingt sofort die Umwandlung").

als die „aufwärtigen" (H. STILLE) Bewegungen, sofern sie nur mit der nötigen säkularen Allmählichkeit vor sich gehen, am Mineralbestand eines Schiefers etwas zu ändern brauchen, so mangeln auch die Beweise, daß bloßes Versinken oder „abwärtige" Bewegung von sekularem Charakter aus einem Oberflächengestein einen kristallinen Schiefer zu prägen vermag. Im Gegenteil, es ist schon frühzeitig auf Beobachtungen hingewiesen worden[35]), welche dieser Annahme widersprechen. Diese Frage ist leider viel schwieriger zu entscheiden, weil uns die Natur fast keine Mittel an die Hand gibt, sie zu überprüfen.

Aber selbst, wenn nur die erstere Möglichkeit zu Recht besteht (Persistenz des Mineralbestandes bei „aufwärtigen" Bewegungen), ist es nicht mehr erlaubt aus der Mineralgruppierung eines kristallinen Schiefers ein geschlossenes Bild seiner geologischen Geschichte abzuleiten oder die Temperatur- und Druckdiagramme zu rekonstruieren, die er durchlaufen hat. Was wir aus Mineralbestand und Gefüge herauslesen können, ist nur ein Minimum an durchgemachten Veränderungen der Gleichgewichtsbedingungen.

Dies geht auch aus folgender Erwägung hervor:

Man muß es heute bereits als eine durch Erfahrungstatsachen gut gestützte Annahme bezeichnen, daß die verschiedenen Komponenten eines Schiefers auf Veränderungen der Gleichgewichtsbedingungen mit verschiedener Geschwindigkeit antworten. Während z. B. kalkreiche Plagioklase, Augite, auch noch Biotit einem Umbau außerordentlich zugänglich sind, verhält sich Almandin widerstandsfähiger[36]).

Diese Erscheinungen warnen uns in der Mineralkameradschaft eines Schiefers ohne Vorbehalt das Ergebnis eines einzigen Prägungsaktes zu erblicken, denn es ist sehr wahrscheinlich, wie F. BECKE erst kürzlich wieder betont[37]), daß bei derartigen Systemen ein Gleichgewicht

---

[35]) JOH. KOENIGSBERGER. Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive usw. XI. Intern. Geol.-Kongr. Stockholm 1910. Compte rendu 1912, S. 651.

[36]) Diese Auffassung bricht mit der bisherigen Anschauung, welche in einer ganzen Anzahl gegen den Umbau mehr oder weniger resistenter Komponenten sog. „Durchläufer" erblicken will (z. B. gem. Granat, Biotit). Vgl. Tabelle der typomorphen Gemengteile in U. GRUBENMANN: Kristalline Schiefer, II. Aufl., S. 80.

[37]) Vgl. F. BECKE in Anm. 33.

vielleicht sogar in der Regel nicht vorhanden ist. Es ist heute eine ganz allgemein empfundene Tatsache, daß in den Ostalpen „reine" Gebiete der II. und III. Tiefenstufe ohne „Außenseiter" (Mineralien, welche eigentlich für eine andere Tiefenstufe typomorph sind) kaum in beträchtlicherem Umfang namhaft gemacht werden können. Man spricht von Mischtypen und hat zu ihnen manchmal in dem Sinne Stellung genommen, daß man sich ihre Ausprägung nahe der Grenze zweier Tiefenstufen vorstellt. Es ist aber vielleicht in einer größeren Anzahl von Fällen, als man bisher anzunehmen geneigt war, die Vermutung gerechtfertigt, daß typomorphe und nicht typomorphe Komponenten verschiedenen Prägungszeiten angehören. Und als einzig zulässig wird diese Erklärung dann zu gelten haben, wenn in die Mineralkameradschaft der Eklogitstufe sich „Außenseiter" aus der Grünschieferstufe eindrängen. Es wäre da auf die sehr bemerkenswerten Untersuchungen F. Angels im steirischen Kristallin zu verweisen, welche mir hierher gehörige Beispiele bieten[38]). Treten diese bereits bekannten oder vermutbaren Äußerungen rückschreitender Metamorphose zurück, so wächst auch die Angleichung an das Metamorphikum der Vorlandmassive; das dünkt mir nach den Ergebnissen der Studien von Fr. Angel und F. Heritsch[39]) nicht mehr zweifelhaft zu sein.

Das Studium der Diaphthorese, allgemeiner der wiederholten Metamorphose, ist in den Ostalpen noch außerordentlich ausbaufähig. Vor allem sind es die recht wenig bekannten Erscheinungen des Umbaues eines sog. „normalen" Kontakthofes in regionalmetamorphe Schiefer, dann des Umbaues der III. Tiefenstufe in die II., denen ein systematisches Studium noch abgeht. Die meisten Erläuterungsbeispiele beziehen sich ja auf Anpassungserscheinungen des Hochmetamorphikums an die Gleichge-

[38]) F. Angel. Petrographisch-geolog. Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark). Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 73. Bd. Wien 1923 S. 76.

[39]) F. Angel und F. Heritsch. Ein Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteir. kristall. Gebirges der Stubalpe. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Bd. 69, Wien 1919. Ferner: dieselben; Ergebnisse von geolog. u. petrogr. Studien im mittelst. Kristallin. Verh. d. Geolog. Staatsanst. Jgg. 1921, S. 1; F. Heritsch; Geologie von Steiermark, Graz 1921, und Anm. 38. Vgl. hierzu die Charakteristik der kristallinen Schiefer des Niederösterr. Waldviertels, welche von F. Becke z. B. im Compte rendu des XI. Internat. Geolog.-Kongresses zu Stockholm 1910 auf S. 617 gegeben wird.

wichtsbedingungen der obersten Zone (Grünschieferstufe). Hier gälte es eine empfindliche Lücke zu schließen, welche im Interesse des weiteren Vergleichs alpiner und außeralpiner kristalliner Schiefer einer baldigen Ausfüllung bedarf.

Eine weitere Aufgabe ist das Studium der regionalen Verbreitung der einzelnen Höfe der Metamorphose und ihrer Interferenzzonen. Bisher können wir auf Grundlegendes von F. BECKE (Katschberggebiet) und Beiträge von F. ANGEL (Stubalpe, Gleinalpe), BR. SANDER (westliche Tauern), R. SCHWINNER (Niedere Tauern) und dem Verfasser (Nordostsporn der Zentralalpen) verweisen. All dies sind Abschnitte des Kristallins, welche ersichtlich — bald mehr bald weniger — von der jungalpinen Phase der Gebirgsbildung in Mitleidenschaft gezogen wurden. Sie zeigen entweder Einfaltungen von Mesozoikum oder nachkristalline Über- und Verschiebungen und in der Regel ein Streichen, das sich wohl den **jungalpin-karpatischen** Leitlinien (W—O bis SW—NO) anschmiegt, hingegen einen klaren Richtungskontrast gegenüber dem NW (bis NNW) verlaufenden **„alpin-variscischen“** Streichen[40]) erkennen läßt. Dieses Streichen, dem bisher recht wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde, beherrscht das ganze Grundgebirge Ostkärntens nördl. der Drau, setzt sich einerseits in den südlichen Teil der Murauer paläozoischen Mulde und der Seckauer Alpen, andererseits nach der Weststeiermark fort, ist klar ausgeprägt in den Hauptfaltenzügen des Grazer Paläozoikums und seiner höhermetamorphen Unterlage und bleibt das beherrschende tektonische Element im Gebiete der Raab-

---

[40]) F. KOSSMAT hat sich eigentlich als erster mit dieser auffälligen Richtung im Kristallin der Ostalpen beschäftigt; er erblickt aber hierin ein Hineinspielen des dinarischen Baues in das ostalpine Grundgebirge (Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitteil. d. Geolog. Gesellsch. Wien 1913).

BR. SANDER erkennt zuerst in dieser Richtung die Spuren eines alten Bauplanes. Seine Beobachtungen beziehen sich interessanterweise auf den Raum um Brixen (also sehr weit im Westen!) Aus den Einschlüssen von Brixner Quarzphyllit im Perm schließt er auf das hohe Alter der bereits in den Geröllen erkennbaren tektonischen Fazies (Phyllitisierung und Umfaltung). Vgl. Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Wien 71. Bd. S. 175

R. SCHWINNER möchte dieser Richtung eine noch weit ältere Anlage zuschreiben. (Vgl. Die Niederen Tauern. Geol. Rundschau Bd. XIV S. 55.)

zuflüsse bis an die pannonische Niederung[41]). Es überspringt die augenscheinlich jüngere Aufwölbung der Gleinalpe und kommt — häufig ganz isoliert — in der Grauwackenzone (bes. in den altpaläozoischen Kalken) oft mit verblüffender Klarheit zum Vorschein (Steirischer Erzberg)[42]). Dieses Streichen ist sehr alt[43]), nicht allein deswegen, weil es im Hochkristallin und Altpaläozoikum am klarsten ausgeprägt ist und in der postvariscischen Auflagerung nicht mehr zum Ausdruck kommt[44]), sondern weil man auch klar beobachten kann, daß jüngere Störungszonen mit karpatischem Verlauf (NO) durch alte Synklinalanlagen (Grazer Paläozoikum) gewaltsam hindurchsetzen[45]). Sind Intrusiva der Tiefe vorhanden, so schmiegen sie sich in ihrer Platten- oder Linsenform dem alpinvariscischen Streichen an[46]) und mit ihnen gehen in ihrer räumlichen Anordnung die Kristallhöfe des Hochmetamorphikums. Die Höfe der vorpermischen Metamorphose zeigen

---

[41]) Hinsichtlich variscischer Züge in der Tektonik der Murauer und Meitnitzer Alpen vgl. A. Tornquist: Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XLI, Stuttgart 1916, S. 143.

Bezüglich der nordöstlichen Zentralalpen: H. Mohr; Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz 1919, S. 10.

[42]) Vgl. Tafel VII (Der Steirische Erzberg. . Aufgen. von J. Jungwirth u. H. Lackenschweiger, Leoben, in K. A. Redlich: Der Erzzug Vordernberg — Johnsbachtal. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien XV. Bd. 1922. S. 207).

[43]) Es ist für das Zwingende dieses Eindruckes überaus bezeichnend, daß z. B. für die nördliche Grauwackenzone auch E. Spengler, von ganz anderen Überlegungen ausgehend, zu der Vermutung gelangt, es könnte hier ein älterer, vielleicht sogar variscischer Bauplan zugrundeliegen (Zur Tektonik des obersteir. Karbonzuges usw. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Bd. 70, Wien 1920, S. 254). Vgl. auch B. Sanders Beobachtungen in Anmerkung 40.

[44]) D. h. im großen und ganzen; eine jüngere, den alten Leitlinien aufgepfropfte Tektonik kann natürlich die ältere des Untergrundes in untergeordnetem Ausmaße an die Oberfläche projizieren. Das dinarische Streichen scheint wohl überhaupt nichts anderes als ein Fortleben der alpin-variscischen Richtung zu sein.

[45]) Z. B. durchschneidet die jungalpine Linie des Breitenauer Grabens die alte quer dazu gestellte Synklinalanlage des Hochlantsch; die Linien Ruine Peggau-Kesselfall und Rötschgraben durchsetzen die Synklinale Hohe Rannach-Krienzer Kgl., der jungalpin gefaltete NW-Hang des Schöckls stellt sich quer zu den eingefalteten und NW-streichenden Kalkapophysen in der Gneisbasis; Göstinger Linie; Störung im Einödgraben usw.

[46]) Besonders deutlich kommt dies in den Graniten und Gneisgraniten (auch Gabbro) der nordöstlichen Steiermark zum Ausdruck.

sich also — soweit heute ein Überblick möglich ist — räumlich unabhängig von den Leitlinien der intrakretazischen Gebirgsbewegung. Sehen wir diesem Grundgebirge jungalpines Streichen aufgezwungen (was im steirischen Hochkristallin häufig mit der schärfsten Unmittelbarkeit vorsichgegangen ist) oder alte Leitlinien durch die jüngeren Bewegungen neu belebt (Niedere Tauern, Wechselgebiet), dann sind die Erscheinungen der Diaphthorese unfehlbar zur Stelle und zeigen, daß eine Anpassung an die Gleichgewichtsbedingungen vorzüglich der I. Tiefenstufe erstrebt wird.

Es wird eine Hauptaufgabe künftigen Forschens sein, nicht allein das variscische Streichen, das im Kristallin der östlichen Zentralalpen besonders eindrucksvoll erhalten geblieben ist, herauszuheben und den älteren Grundrissen des alpinen Gebäudes nachzuspüren[47]), sondern insbesondere die alten Kristallhöfe und deren Störungszonen in ihrer räumlichen Anordnung kartenmäßig festzuhalten. Dann wird es uns gelingen die verschont gebliebenen Pfeiler des intrakarbonen Alpengebirges (und vielleicht noch ältere Relikte) aus dem Bereich der jungalpinen Bewegungen herauszuschälen und wir können der Hoffnung Raum geben, daß es uns gelingt, an einem neuen Prüfstein unsere vorläufig noch recht hypothetischen Vorstellungen über den inneren Bau des Metamorphikums der Ostalpen einer ernsten und sachgemäßen Kritik zu unterziehen.

Die Niederschrift dieser gedrängten Übersicht entsprang dem Wunsch nach Zusammenfassung und Klarstellung in zweifacher Richtung.

Einmal sollte gezeigt werden, in welcher Hinsicht sich der Geologe von der Diaphthorese eine Unterstützung bei seinen tektonischen Untersuchungen erhoffen darf und in welcher Richtung ein weiterer Ausbau dieses überaus fruchtbaren Gedankens F. Beckes gerade für den Tektoniker wünschenswert wäre.

Dann sollten — von einer neuen Basis (den Schutthorizonten) ausgehend — in den Ostalpen wieder einmal die

---

[47]) Wie dies von R. Schwinner bereits mit erfreulichem Erfolg versucht wurde. (Anmerkung 40.)

großen Züge des orogenetischen Geschehens scharf umrissen herausgehoben werden, die in der Fülle des tektonischen Beiwerks allmählich zu verblassen drohen. Diese großen Züge mit ihren wiederkehrenden Paroxysmen lassen sich nicht verkennen[48]), sie sind vorhanden und laufen mit einer periodischen Gesetzmäßigkeit ab, die in ihnen ein größeres Mysterium voraussetzt als der Aktualismus gemeinhin zugestehen will. Es ist immer gut, sich dessen ab und zu klar bewußt zu werden.

Über den geologischen Bau des Salzkammerguts.

(Kurze Inhaltsangabe des auf der Hauptversammlung in München gehaltenen Vortrags.)

Von Herrn E. SPENGLER, Wien.

Nach kurzer Betrachtung der älteren tektonischen Auffassungen entwickelte er an der Hand eines bereits in den „Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien, 1918“ erschienenen Querschnittes durch die Kalkalpen des Salzkammergutes und einer tektonischen Übersichtskarte, die im geologischen Führer durch das Salzkammergut (BORNTRÄGERS Sammlung) veröffentlicht werden wird, seine Auffassung über den Bau des Salzkammergutes, die sich im wesentlichen an diejenige F. F. HAHNS anschließt. Er betonte vor allem die Notwendigkeit, die vorgosauischen und tertiären Überschiebungsvorgänge mit möglichster Schärfe zu trennen. Insbesondere besprach er die Beobachtungen, die für das mehrfach bestrittene vorgosauische Alter der juvavischen Überschiebung im Salzkammergut sprechen. Schließlich übte er Kritik an der in KOBERS „Bau und Entstehung der Alpen“ (Berlin 1923) ausgesprochenen Auffassung des Salzkammergutes; nur der

---

[48]) Man vergleiche auch die von F. BECKE in ihren chemischen und petrographischen Eigenheiten klar umschriebene Dreieinigkeit: Granitgneise, Zentralgneise und Tonalitgesteine. (Intrusivgesteine der Ostalpen. Tscherm. Miner. u. petr. Mitt. 31. Bd., Wien 1912, S. 545.)

Zerlegung der juvavischen Decke in eine Halstätter- und Reiteralmdecke wurde zugestimmt, die von KOBER versuchte Zurechnung der Gamsfeld- und Dachsteingruppe zur juvavischen Decke jedoch abgelehnt[1]).

Die Zimba-Scesaplanascholle als Beispiel ostalpinen Gebirgsbaus.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 4. August 1923.)

Von Herrn W. v. SEIDLITZ, Jena.

Am Westende der Ostalpen zeigen die Schichten der Oberen ostalpinen Decke einen besonders charakteristischen Faltenbau, der in den beiden Hochgipfeln der Zimbaspitze (2645 m) und Scesaplana (2969 m) am deutlichsten zum Ausdruck kommt. An Gesteinen ist die ganze Schichtenfolge der Trias vom Buntsandstein (Brand) bis zu den Kössener Schichten (Scesaplanagipfel) vertreten. Darüber folgt roter Lias, Algäufleckenmergel (z. T. sehr fossilreich) und schließlich Hornsteine und helle Kalke des Malm. Nur an einigen Stellen (Mottakopf, Zimba) hat sich außerdem ein den Seewerschichten ähnlicher Kreidemergel erhalten. Der Faltungsbau tritt am deutlichsten in den Plattendolomiten, im rätischen Dachsteinkalk und in den Juraschichten in die Erscheinung.

Zimbaspitze wie Scesaplana stellen eine zusammengehörige Doppelmulde dar, die durch den Valbonasattel getrennt wird. Beide Mulden mit dem Zwischensattel sind nur auf der Nordseite des Sarotlatals bei Brand entwickelt. Eine Einwicklung beider Falten ineinander liegt nicht vor, dagegen sind sie bei Schattenlaggant durch eine Verwerfung von sehr beträchtlicher Sprunghöhe getrennt.

Lokaltektonisch wichtige Bilder zeigt die große Wildbergmulde am Mottakopf, bei der die roten Liaskalke

[1]) Eine ausführliche Widerlegung KOBERS erscheint demnächst in den „Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt“ in Wien unter dem Titel: „Bemerkungen zu KOBERS tektonischer Deutung der Salzburger Alpen“.

als Leitlinie dienen, im Untergrund des Scesaplanastocks die Zalimmulde und der Pannülersattel, die im Aufstieg über den Leiberweg gut studiert werden können. Am Valbonakopf zeigt sich, daß der Sattel durch Rückfaltung in sich selbst geschuppt und verbogen ist, wodurch sich ein besonders eindruckvolles tektonisches Bild ergibt (vgl. Geol. Charakterbilder, H. 29), und schließlich tritt die liegende Falte der Zimbaspitze (roter Ring), wiederum durch die Liaskalke und Malmhornsteine, auch in der Natur weithin sichtbar, hervor.

Die Zimba- Scesaplanamulde senkt sich nach Nordosten in das Jlltal bei Bludenz (Stallehr), bildet sodann den Davennakopf (Ittonskopf) und findet ihre Fortsetzung an der Roten Wand am Formarinsee. Man kann sie daher wohl als einen Teil der Lechtal-(Wetterstein-)Decke Ampferers ansehen, während die Schollen des nördlichen Rätikons (Dreischwestern, Gorvion, Alpilla) als die letzten Ausläufer der Algäuer Decken anzusehen wären.

Es handelt sich somit bei dieser Triasscholle um einen sehr hoch liegenden Teil der Ostalpinen Decke bei dem die Schichten, mit geringerer Druckbelastung, dem freien Spiel tektonischer Kräfte weniger Widerstand boten; daher die Verschiedenheit der Faltungsbilder von der Schollentektonik der tieferen Decke besonders in den östlichen Ostalpen. Auch der hemmende Druck an der Ostalpengrenze und der Rheintalflexur ist dabei (Valbonakopf) nicht ohne Einfluß geblieben.

Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (*Paradoxides*stufe) aus dem bayrischen Frankenwald.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 5. August 1923.)

Von Herrn A. Wurm, München.

Kambrium ist auf geologischen Karten in Mitteldeutschland, in Thüringen, Sachsen und Nordbayern, in großen Flächen ausgeschieden, aber nirgends durch einwandfreie paläontologische Funde belegt. Das thüringische und bayrische „Kambrium“ umfaßt mindestens zum Teil die

Stufe der sog. Phykodenschichten, die nach ihrem Fauneninhalt unzweifelhaft ins tiefste Silur gestellt werden müssen. Die Leimitzschichten bei Hof, ebenso die Salmschichten des Hohen Venn gehören dem Tremadoc, also ebenfalls dem untersten Silur an. Echtes fossilführendes Kambrium war auf deutschem Boden bisher nicht bekannt.[1])

Die Aufnahmen, die zurzeit von der Bayerischen geologischen Landesuntersuchung auf Blatt Presseck im Frankenwald durchgeführt werden, haben nun neue überraschende Resultate gezeitigt. In Grauwackenquarziten und grauen sandigen Tonschiefern hat sich eine verhältnismäßig reichhaltige Fauna gefunden, die geeignet ist, neues Licht auf die Stratigraphie und Paläogeographie des ältesten Paläozoikums zu werfen. Die Fauna ist noch nicht im einzelnen durchbestimmt, schon jetzt kann aber kein Zweifel mehr bestehen, daß die fossilführenden Schichten dem Mittelkambrium, der sog. *Paradoxides* stufe, angehören. *Paradoxides spinosus*, eine der Hauptleitformen von Skrej und Tejrovic in Böhmen hat sich in gut erhaltenen Exemplaren gefunden. Die Fauna besteht aus mehreren Trilobitenformen, Konularien und Brachiopoden. Sie verspricht wichtige Aufschlüsse über den Faunenaustausch in den mittelkambrischen Meeren.

Ein Problem der Paläoklimatologie.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 5. August 1923.)

Von Herrn PAUL KESSLER.

Zur Erforschung der Klimate geologischer Vorzeiten stehen mehrere Wege zur Verfügung. Der unsicherste scheint der, wie ich ihn nennen will, meteorologische zu sein, der, von der Konfiguration der Festländer und Meere und von dem Relief des Landes in einer bestimmten Zeit ausgehend, nach den Gesetzen der Meteorologie die Klimate für die verschiedenen Gegenden rekonstruieren will. Die noch immer nicht gelöste Frage der Permanenz der Ozeane

---

[1]) Während der Drucklegung ist eine Arbeit von RUD. und E. RICHTER erschienen, die von einem Vorkommen einer unterkambrischen Fauna in Niederschlesien berichtet. Centralbl. f. Min. 1923, S. 730.

und die Unsicherheit, die in die ganze Paläogeographie durch die WEGNERsche Hypothese der wandernden Kontinente gekommen ist, die Ungewißheit über etwaige Polverlegungen lassen diese Methode der paläoklimatischen Forschung zum mindesten für die Zeiten vor dem Diluvium als verfrüht erscheinen.

Wesentlich sicherer erscheinen zunächst die Schlüsse aus Fauna und Flora der Vorzeiten, und für die jüngste geologische Vergangenheit auch die aus der Pflanzen- und Tiergeographie. Freilich kann niemals das einzelne Tier oder die einzelne Pflanze irgendwelche Beweiskraft besitzen, sondern nur die ganze zu einem bestimmten Klima — und wohlgemerkt auch zu einem bestimmten Ort mit bestimmten Grundwasser- und Bodenverhältnissen — gehörige Flora oder Fauna kann Aufschluß geben. Wenn, wie das TANFILJEFF angibt, auf Sachalin neben der Birke der Bambus wächst, wenn dort die Weinrebe die nordische Fichte umrankt, wenn im Amurgebiet neben Veilchen und Nelken die südliche *Dioscorea quinqueloba* und *Philadelphus tenuifolius* wächst, wenn dieselben Wälder vom Bären und Tiger, vom Renntier und Fasan, vom Zobel und Eber bewohnt werden, so ist das eine beherzigenswerte Mahnung zur Vorsicht in unseren Schlüssen. Aber trotzdem ist es kein Beweis, daß die Methode an sich unrichtig ist.

Vielmehr geben die Pflanzen uns ein ganz vorzügliches Mittel, ein besseres sogar als die meteorologischen Apparate, zur Beurteilung des Klimas an die Hand. Beansprucht doch die eine ein bestimmtes Minimum an Bodenfeuchtigkeit oder Wärme während der Vegetationszeit, die andere verträgt nur bestimmte Sommer-, die dritte nur bestimmte Wintertemperaturen usw. Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen und Verwertung der Gesamtflora wird man Fehlschlüssen zu entgehen wissen. Man wird z. B. nicht aus dem Vorkommen von Baumfarnen auf tropisches Klima schließen, beanspruchen sie doch, trotzdem sie in den Tropen am verbreitetsten sind, nur relativ hohe Wintertemperaturen wie ihr Vorkommen auf Neuseeland mit seinem geringen Jahresmittel der Temperaturen beweist.

Bei Pflanzen wie bei Tieren beweisen nur idente oder nächstverwandte Arten gleiches oder ähnliches Klima. Je weiter in der Erdgeschichte zurück, um so unsicherer werden daher die Schlüsse. Im Tertiär finden sich zahlreiche mit den jetzt lebenden idente oder nächstverwandte Formen. Man hat aus ihnen geschlossen, daß im Eocän

das Klima Deutschlands ungefähr das eines Teiles der Küstengebiete Südasiens und Ostafrikas war, daß ziemlich hohe und gleichmäßige Temperaturen herrschten und nicht allzu reichlich Niederschläge fielen. Im Oligocän finden sich neben Palme und Drachenbaum, neben subtropischen, nordamerikanischen und ostasiatischen Formen Birke und Buche Niederschläge sollen reichlicher als im Eocän. die Temperaturen etwas geringer gewesen sein. Im Miocän herrschen immer noch milde Wintertemperaturen, die Sommer sind regenreich. Im allgemeinen ist es wieder etwas kühler geworden, wenn auch noch Magnolien und andere südliche Arten in das arktische Gebiet gehen. Mit der Pliocänzeit läßt sich eine deutliche Abnahme der Temperatur feststellen. Die südlichen Arten verschwinden mehr und mehr. An ihre Stelle treten Arten, die heute noch. oder richtiger heute wieder, bei uns zu Hause sind. Wie im ganzen Tertiär, so finden sich auch noch im Pliocän Pflanzen, und zwar nicht selten in derselben Schicht derselben Fundstätte nebeneinander, die jetzt auf verschiedene Klimate verteilt sind. Da stellt sich sofort die Vermutung ein, daß die klimatische Differenzierung vieler Pflanzen noch etwas recht junges ist und daß die Schlüsse aus der Pflanzenverwandtschaft auf das Klima doch nicht so ganz einwandfrei sind, sobald wir etwas in der geologischen Geschichte zurückgehen.

Es scheint sich aber eine Hilfe zu bieten in der Auswertung bestimmter physiologischer Einrichtungen der Pflanzen. Wie die Kakteen und die Euphorbiaceen trotz ihrer ganz verschiedenen Stellung im System ähnliche Formen im ariden Klima erworben haben, wie die Farne der jetzigen Tropenwälder ebenso wie die *Pteridosperme Mariopteris* im Karbon unter Einfluß der gesättigt feuchten Luft „Vorläuferspitzen" gebildet haben, so läßt sich aus dem verbreiteten Auftreten lederblättriger Pflanzen im Miocän auf ein mediterranes bis subtropisches Klima schließen. Andererseits beweisen aber die bekannten von Schlechtendahl beschriebenen Frostspuren an miocänen Blättern, daß das Klima doch nicht ganz so mild war, wie man nach den anderen Merkmalen annehmen sollte.

In einem Punkt aber unterscheidet sich die Flora der miocänen und auch der pliocänen Braunkohle durchaus von der jetzigen. Das ist die ganz enorme Größe der Bäume, wie wir sie jetzt auch im mediterranen Gebiet nicht mehr gewohnt sind und wie sie auch Baumgattungen aufweisen.

die wir jetzt mit solch enormem Wuchs überhaupt nicht mehr kennen. In der miocänen Braunkohlenformation der Niederlausitz fand KEILHACK mehrfach Bäume von mehr als 60 m Länge. Dabei war der Stand viel dichter als in der Jetztzeit. KEILHACK stellte auf einer Fläche von 1000 qm nicht weniger als 30 an Ort und Stelle gewachsener Stämme von 1—3 m Durchmesser fest.

Diese Üppigkeit gegenüber den jetzigen floristisch ähnlichen Beständen läßt sich nur dadurch erklären, daß ein damals reichlich vorhandener Vegetationsfaktor ins Minimum gekommen ist. Geht man alle in Betracht kommenden Faktoren prüfend durch, so bleibt schließlich nur die Wahrscheinlichkeit übrig, daß damals der wichtigste Nährstoff der Pflanze, die Kohlensäure, reichlicher in der Atmosphäre vertreten war als jetzt. Durch Versuche ist festgestellt, daß eine Erhöhung des Kohlensäuregehalts in der Luft eine bedeutende Wachstumssteigerung hervorrufen kann, wenngleich nicht, wie das DEMOUSSY angegeben hat, bei einer Verzehnfachung des Kohlensäuregehalts auf das 33 fache. Nicht ohne Interesse dürfte in diesem Zusammenhang die „Kohlensäureresthypothese" von E. REINAU sein, nach der von den jetzt in der Atmosphäre vorhandenen 0,03% CO_2 nur ein kleiner Teil von der Pflanze unter den gegebenen Verhältnissen ausnutzbar sein soll. Und zwar soll der von der Pflanze wegen der inneren und der äußeren Kohlensäuredruckverhältnisse nicht verwertbare Rest bei stärkerer Beleuchtung kleiner sein als bei großer, bei niederen Temperaturen kleiner sein als bei hohen. Die Annahme, daß es damit im Zusammenhang stehen soll, daß im Hochgebirge und in den Polargegenden auf 100 000 Teile Luft 17—18, in den Tropen aber 32 Teile CO_2 kommen, glaube ich allerdings ablehnen zu müssen, da die verschiedene Absorption durch kaltes und warmes Wasser vollkommen zur Erklärung dieser Differenzen genügt.

Ich übergehe die Schlüsse, die sich aus der Paläofauna auf die vergangenen Klimate ziehen lassen, indem ich nur eine einzige Schlußfolgerung anführe. E. und A. HARLÉ haben 1911 im Bulletin der französischen Geologischen Gesellschaft darauf hingewiesen, daß die Libellen des Karbons mit einer Spannweite bis zu 30 cm und die Pteranodonten der Kreide mit 7—8 m Spannweite unter der jetzigen Atmosphärendichte über eine ganz enorme und uns jetzt unbekannte Muskelkraft verfügen müßten,

da die zum Fluge erforderliche Kraft mit der sechsten Potenz des Gewichts steigen soll, daß aber bei der Annahme einer größeren Dichte der Atmospnäre diese Riesenspannweiten durchaus keine Schwierigkeiten mehr böten.

Während früher die Paläoklimatologie fast ausschließlich ihre Schlüsse aus der Paläontologie zog, ist, seitdem es eine klimatische Bodenkunde gibt, auch diese verwertet worden. Nicht so, als ob man nicht auch schon früher z. B. glaziale Ablagerungen, Salzvorkommen, und sog. Wüstenbildungen in den Kreis der Betrachtungen gezogen hätte, aber über viele Bildungen wie Löß, Laterit, Schwarzerden, Roterden, Kieselkrusten usw. hat erst die neueste Zeit Aufklärung gebracht oder ist auf dem Wege dazu.

Recht verschiedene Bodenbildungen sind es, die aus dem Tertiär überliefert sind. Am längsten hat man die Braunkohlenbildungen und die mit ihnen im Zusammenhang stehenden Kaolinisierungen und Braunkohlenquarzite als fossile, vom Klima abhängige Bodenbildungen erkannt. Früh haben auch die weit verbreiteten Bleichsande des Pliocäns die ihnen zukommende Beachtung gefunden. Nach langem Hin und Her steht es jetzt fest, daß auch die Bohnerztone der Schwäbischen Alb, des Mainzer Beckens und anderer Gegenden vom Klima zur Zeit ihrer Bildung abhängige Böden sind. Die interessanteste Verwitterungsbildung des Tertiärs wird aber wohl durch die Bauxite des Vogelsbergs und des Westerwalds dargestellt. Lange waren sie allerdings schon als eigenartige Verwitterungsbildungen erkannt, aber daß sie bereits im Tertiär entstanden sind, diese Erkenntnis ist relativ jung.

Während nach der Zusammenfassung von Moos in den in der Hauptsache ebenfalls roten, verschiedenen Tertiärstufen zugehörigen Bohnerztonen der Alb im wesentlichen Roterden vorliegen, d. h. die Tonerde in Form von wasserhaltigen Silikaten vorhanden ist, entsprechen die Bauxite des Vogelsbergs durchaus Lateriten, d. h. die Tonerde ist in ihnen in Hydratform vorhanden. Nach Harrassowitz sind die letzten Basalteruptionen im Vogelsberg altpliocän, der aus dem Basalt entstandene Laterit also jünger, er ist aber älter als die ihn überlagernden oberpliocänen Braunkohlenbildungen der Wetterau. Im Pliocän herrschte sonst in weiten Teilen Deutschlands Humusverwitterung, wie die überaus verbreiteten Bleichsandbildungen dieser Zeit beweisen. Ihr Alter konnte ebenfalls in vielen Fällen als Unterpliocän festgelegt werden. Salomon hat darauf hin-

gewiesen, daß damals fast ganz Südwestdeutschland eine flachwellige moorige Ebene bildete, die sich wenig über die Erosionsbasis erhob. Es scheint also, wie das HARRASSOWITZ betonte, Lateritverwitterung auf den Höhen, Humusverwitterung auf den Niederungen geherrscht zu haben, und zwar scheint sich die Lateritverwitterung auf ganz wenige bestimmte Gesteine beschränkt zu haben während andere zu Roterden verwitterten.

Laterit kommt in der Jetztzeit nur in den Tropen vor. Jedenfalls steht fest, daß, wenn er überhaupt ein Produkt der Jetztzeit ist, er ausschließlich in den Tropen entsteht. Entweder müssen also im Pliocän am Vogelsberg tropische Verwitterungsbedingungen geherrscht haben oder solche, wie sie sich überhaupt nicht mehr auf der Erde finden. Die ausschließliche Verbreitung des jetzigen Laterits in den Tropen verbietet uns, wenn wir den dortigen Laterit als Produkt der Vorzeit ansehen, größere Polwanderungen seit seiner Entstehung anzunehmen. War aber das Klima im Tertiär bei uns heißer als jetzt, so kann es mindestens in den Tropen nicht kühler gewesen sein als in der Jetztzeit. Ein tropisches Klima, wenn man darunter hohe Temperaturen, geringe jährliche Temperaturamplitude und reichliche Niederschläge während eines Teiles des Jahres versteht, für das Pliocän am Vogelsberg anzunehmen, verbietet aber durchaus die Pliocänflora. Anders aber wird die Sache, wenn man annimmt, daß, was wir ja schon allein aus der Flora erschlossen haben, die Atmosphäre im Pliocän eine andere Zusammensetzung gehabt habe als jetzt, daß also damals andere Verwitterungsbedingungen als in der Jetztzeit gegeben waren.

Eine Änderung der Atmosphäre wurde schon öfter für die geologischen Zeiten angenommen, eine bekannte Hypothese läßt ja auch Kohlenbildung und Eiszeit die Folge einer solchen sein. In der Tat ist ja auch unzweifelhaft, daß der CO_2-Gehalt der Atmosphäre durch vulkanische Exhalationen einerseits, durch die Festlegung des Kohlenstoffs in Kohlen und Erdölen, durch die Bildung von kohlensaurem Kalk und Dolomit bei dem Aufbau der Organismen und bei der Verwitterung stark schwanken muß. Verstärkte Zufuhr sowohl als auch verstärkter Verbrauch schließen sich besonders an Gebirgsbildungen an. Für den quantitativen Wert der Zufuhr fehlt uns jeder Maßstab, ja wir können nicht einmal wissen, ob sich nicht Plus und Minus so ziemlich kompensieren. Es gibt aber eine

bisher wenig beachtete Veranlassung der Änderung der Atmosphäre, der wir rechnerisch, wenn auch nicht exakt, so doch in gewissen Fehlergrenzen einigermaßen nachkommen können. Es ist das die bei verschiedenen Temperaturen verschiedene Gasabsorption des Wassers. Bei einem Salzgehalt von etwa 35 aufs Tausend sind nach KRÜMMEL in einem Liter Seewasser enthalten: ccm (also $^1/_{1000}$)

bei —2 Grad	Sauerstoff	8,47	Stickstoff und Argon	15,00
bei 0 Grad	Sauerstoff	8,03	Stickstoff und Argon	14,40
bei 5 Grad	Sauerstoff	7,13	Stickstoff und Argon	13,08
bei 10 Grad	Sauerstoff	6,40	Stickstoff und Argon	12,00
bei 15 Grad	Sauerstoff	5,84	Stickstoff und Argon	11,12

Diese Zahlen sollen auch annähernd für größere Drucke stimmen, also, wenn man zunächst von den durch Organismen bewirkten chemischen Umsetzungen absieht, auch für größere ozeanische Tiefen. Die mittlere Temperatur des Ozeans wird zu rund 3,8 Grad angegeben. Es wären also im Mittel in einem Liter Seewasser vorhanden 7,4 ccm O und 13,4 ccm N. Das Gesamtvolumen der Ozeane soll $1{,}33 \times 10^{21}$ l betragen. Es wären demnach im ganzen Ozean augenblicklich gespeichert $9{,}8 \times 10^{19}$ l O und $17{,}82 \times 10^{19}$ l N. Bei einer Temperaturerhöhung der Ozeane auf 5 Grad würden an die Atmosphäre abgegeben etwa $3{,}60 \times 10^{17}$ l O und etwa $5{,}26 \times 10^{17}$ l N, bei einer Temperaturerhöhung auf 10 Grad $1{,}33 \times 10^{18}$ l N und $2{,}26 \times 10^{18}$ l N.

Das Gesamtgewicht der jetzigen Atmosphäre hat man zu $5{,}1 \times 10^{18}$ kg berechnet. Es ergäbe sich danach für den Sauerstoff der Atmosphäre ein Gewicht von 1,19, für den Stickstoff von $3{,}91 \times 10^{18}$ kg. Die bei einer Temperaturerhöhung der Ozeane auf 5 bzw. auf 10 Grad freiwerdende Menge Sauerstoff würde wiegen 0,51 bzw. $1{,}9 \times 10^{15}$ kg. Für den Stickstoff stellten sich die entsprechenden Werte auf 0,66 bzw. $2{,}84 \times 10^{15}$ kg. Weder das Gesamtgewicht noch die Zusammensetzung der Atmosphäre würde somit, was O und N anbetrifft durch die Erwärmung wesentlich verändert.

Ganz anders aber, wenn das Verhalten der Kohlensäure in Betracht gezogen wird. Während bekanntlich in der Atmosphäre auf 10 000 Teile Luft nur etwa 3 Teile CO_2 kommen, kommen auf ein Liter Seewasser von 3,5% Salzgehalt ccm CO_2

bei 0 Grad	49,23
bei 10 Grad	47,12
bei 20 Grad	44,99

Bei der jetzigen Mitteltemperatur der Ozeane sind im Liter Wasser etwa 48,8 ccm enthalten. Der Gehalt an CO_2 steigt auch unabhängig von der Temperatur bei größeren Drucken nicht unbedeutend, die folgenden Zahlen werden also eher zu gering, als zu hoch sein. Im ganzen Ozean wären in der Jetztzeit bei dem angegebenen Kohlensäuregehalt des Meerwassers etwa 65×10^{18} l = rund 117×10^{15} kg, während die gesamte atmosphärische CO_2 nur $2{,}4 \times 10^{15}$ kg wiegen soll. Bei der Erwärmung auf 5 Grad würden abgegeben rund $0{,}72 \times 10^{15}$ kg, bei der auf 10 Grad rund $4{,}1 \times 10^{15}$ kg. Mit anderen Worten, der Kohlensäuregehalt des Meeres stiege bei der Erwärmung um 1,2 Grad um über ein Drittel, bei der um 6,2 Grad sogar auf das Dreifache. So phantastisch diese Zahlen vielleicht auch zunächst erscheinen, so wird ihre Möglichkeit doch durch die starken Schwankungen des atmosphärischen Gehalts über kalten und warmen Ozeanen, ja sogar durch den verschiedenen %-Gehalt im Sommer und Winter bewiesen.

Im Miocän treten mediterrane bis subtropische Pflanzen an verschiedenen Stellen in der Nähe des jetzigen Nordpols auf. Hat der Pol damals schon seine jetzige Lage gehabt, so trug er keine Eiskappe. Auch sonst zeigen sich nirgends aus dieser Zeit irgendwelche Spuren von Vereisung. Heute wandert ein kalter Strom von den Polen dem Äquator zu. Dieser übrigens nur außerordentlich langsam wandernde Strom muß auch schon im Tertiär bestanden haben, aber solange die Pole keine Eiskappe trugen, kann er nicht die tiefen Temperaturen der Jetztzeit besessen haben. Ist es ferner auch höchst wahrscheinlich, daß auch in früheren Zeiten die größten Tiefen des Ozeans ähnliche Temperaturen wie jetzt besessen haben, da ja die Temperatur, bei der das Wasser die größte Schwere hat, sich nicht geändert hat, so muß doch zu allen Zeiten, in denen die Pole nicht vereist waren, die Gesamttemperatur der Ozeane höher gewesen sein als jetzt.

Philippi war wohl der erste, der auf den Einfluß der ozeanischen Temperaturen auf die Tiefseesedimente hingewiesen hat, indem er den Umstand, daß jetzt vielfach kalkreichere Sedimente über kalkärmeren lagern, so deutete, daß die kalkarmen ein Produkt der Diluvialzeit seien. In den Sedimenten des norwegischen Nordmeers hat man dann später sogar die Spuren des postglazialen Klimaoptimums feststellen zu können geglaubt. Einen ganz bedeutenden Fortschritt haben neuerdings die Arbeiten von Hummel

über die Entstehung mariner Eisenerze und die „Halmyrolyse" gebracht.

Nach HUMMEL bilden sich Glaukonite, in denen das Eisen vorwiegend als Oxyd vorhanden ist, zuzeiten größer Kühle und damit größeren Sauerstoffgehalts der Ozeane, Eisenoolithe mit ihren vorwiegenden Oxydulverbindungen des Eisens in sauerstoffärmeren wärmeren Meeren. Eisenoolithe aus der Gegenwart sind unbekannt. Der Zusammenhang mit den noch niederen Temperaturen und dem hohen Gehalt des Wassers an Sauerstoff, vielleicht auch an Kohlensäure einerseits, andererseits mit der jetzigen Konfiguration der Meere, in deren Becken mit wenigen Ausnahmen der kalte Unterstrom von den Polen her eindringen kann, ist ersichtlich. Daß auch für frühere Zeiten der Zusammenhang zwischen der Art des Eisensediments und den Temperaturen vorhanden ist, hat HUMMEL eingehend nachgewiesen.

Augenblicklich sind also sowohl Atmosphäre und damit Pflanzenwachstum und terrestre Verwitteerung als auch die Wasser des Ozeans und damit die marine Sedimentation und das Leben in den Ozeanen noch in Verhältnissen die weit von denen abweichen, die normalerweise in der geologischen Vergangenheit geherrscht haben. Das ist nicht nur bei allen Fragen der Paläoklimatologie zu berücksichtigen, sondern auch Paläontologie, und namentlich Sedimentpetrographie und Verwitterungskunde müssen das beachten. Andererseits wird vielleicht durch die Berücksichtigung der Änderung der Atmosphäre während der Eiszeiten auch manches Glazialproblem einer anderen Behandlung zugängig sein als bisher. Überhaupt wird stärkere Beachtung der Möglichkeit anderer Zusammensetzung der Atmosphäre vielleicht das Rätsel der an bestimmte Zeiten gebundenen Gesteinsfazies der Lösung etwas näher bringen.

Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst, mit besonderer Berücksichtigung des Klimas.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 6. August 1923.)

Von Herrn K. ANDRÉE, Königsberg Pr.

E. DACQUÉ gab in seinen „Grundlagen und Methoden der Paläogeographie" als eine der wichtigsten paläogeographischen Methoden die sedimentpetrographische Methode an. Diese geht darauf aus, aus der Petrographie der Sedimentgesteine ihre Genese abzuleiten — könnte also füglich „Sedimentpetrogenetische Methode" genannt werden —, wobei es gilt, die ganze Bildungsgeschichte der Gesteine rückwärts gehend über die Stadien der Diagenese bis zum ersten Zusammentreten der primären Gesteinskomponenten zu rekonstruieren. DACQUÉ konnte sich bereits auf die Arbeiten einer ganzen Anzahl von Jüngern dieser Teilwissenschaft der Geologie stützen, deren Zahl noch stetig zunahm, seitdem JOH. WALTHER die Geschichte der Erde als „die Geschichte der Fossilien und der Gesteine" bezeichnet hatte. Auch ich selbst war bemüht, verschiedene Beiträge zum Ausbau dieser Methode zu liefern. Jeder, der in dieser Richtung zu arbeiten unternimmt, wird von selbst zur Beschäftigung in den verschiedensten Grenzgebieten der Geologie genötigt, so der Mineralogie und Petrographie, der Biologie und Paläobiologie, vor allem aber auch der Geographie.

Vorstudien zu einer Petrogenese der marinen Gesteine waren es auch, wenn ich mich im Sinne der „Ontologischen Methode" JOH. WALTHERS mit paläogeographischem Endziel in den letzten Jahren mit den rezenten Meeressedimenten beschäftigte und aus den vielsprachig geschriebenen und vielseitigen diesbezüglichen Untersuchungen den geologisch wichtigen Kern herauszuschälen versuchte; und es lag keineswegs zunächst in meiner Absicht, im II. Band meiner „Geologie des Meeresbodens" (Berlin, Gebr. Borntraeger 1920) mehr als die rezenten Verhältnisse zu beleuchten. Wenn ich allerdings hier und da in diesem

Buch doch einmal einen Ausblick auf fossile Verhältnisse tat, so geschah das zwar an wenigen Stellen, wo es eben allzu verlockend erschien; vor allem aber war es hier und da nötig zur Ergänzung der auch aus den Meeren der Jetztzeit durchaus (noch) lückenhaften Ueberlieferung. Diese meine absichtliche Beschränkung brachte es mit sich, daß für manche Gesteine bei der schon durch die Vorgänge der Diagenese gegebenen Kompliziertheit der Erscheinungen und dem mannigfaltigen Wechsel im Erdbild der Vorzeit nicht ohne weiteres der Anschluß an die rezenten Vergleichssedimente zu finden war, und es wurden daher, wie schon mehrfach früher, hier und da Zweifel laut bezüglich der Bedeutung der Meeresboden- und vor allem Tiefseebodenproben für die Geologie, speziell die Paläogeographie, überhaupt. Man wollte Widersprüche zwischen den rezenten und fossilen Verhältnissen erkennen, so bezüglich der glaukonitischen Gesteine, so auch im Hinblick auf radiolarienreiche Sedimente der Vorzeit u. a. Es erscheint daher erforderlich, zu untersuchen, ob tatsächlich Unstimmigkeiten bestehen, und wenn ja, wie sie zu erklären sind. Damit wird einerseits eine, manchen Benutzern meines Buches vielleicht erwünschte übersichtliche Ergänzung über die Mannigfaltigkeit der bedingenden Faktoren, die in demselben nur weit zerstreut zu finden sind, gegeben; anderseits kann auf diesem Wege die Frage der Anwendbarkeit der Aktualitätslehre von Hoffs und Ch. Lyells auf die marinen Gesteinsbildungen geprüft werden, was vielleicht allgemeinerem Interesse begegnen dürfte, da diese Lehre neuerdings, von verschiedenen Gesichtspunkten aus, so durch W. Salomon, H. Stille und W. von Seidlitz, einer Nachprüfung unterzogen wurde.

Bei der Komplexität des Vorgangs der marinen Sedimentation kann nur die Analyse auf Einzelfaktoren und deren Wirken in Jetzt- und Vorzeit uns zum Ziele führen. Diese Analyse ergibt das Wirken folgender wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung:

A. Marine Faktoren.

I. Anorganische Faktoren:

a) **Räumliche Faktoren:**

1. den Sedimentationsort selbst betreffende:

α) Tiefe;

β) Küstenferne von Festlandküsten und von Inseln (Insulosität).

(α und β kombiniert im Böschungswinkel (submarine Böschungsbewegungen, Rutschungsfältelungen!)

γ) Zusammensetzung des Untergrundes, insbesondere Vorhandensein oder Fehlen von submarinem Vulkanismus; daneben Zusammensetzung des liegenden (und hangenden) Gesteins, als eventuell bedeutungsvoll für gegenseitige Stoffverschiebungen und -Beeinflussungen.

2. den ganzen Sedimentationsraum betreffende:

α) Charakter des Beckens, ob Ozean oder Nebenmeer, Randmeer oder Mittelmeer;

β) Innere Gliederung der Ozeanbecken und Nebenmeere (untermeerische Wasserscheiden), sowie Kommunikation der Nebenmeere untereinander und mit dem Weltmeere;

γ) Orientierung der Sedimentationsräume zu den Polen (Möglichkeit und Ausmaß von Polverlagerungen!)

b) Physiologische Faktoren:

1. Statischer Art:

α) Temperatur des Meerwassers (Beeinflussung chemischer Gleichgewichte, des Gehaltes des Meerwassers an Gasen und der Verbreitung der Organismen);

β) Salzgehalt des Meerwassers (Ausscheidung halmyrogener Komponenten, halmyrogenetische Metasomatosen; Lieferung von Skelettsubstanzen; stenohaline, euryhaline und brackische Organismen);

γ) Gasgehalt des Meerwassers (unter Einschluß der organisch gebildeten Gase):

A) Sauerstoff (Ausmerzung organischer Substanz (unter Bildung von Kohlendioxyd!), Oxydation der Eisenverbindungen);

B) Kohlendioxyd:

1) Durch Oxydation organischer Substanz gebildet;
2) Durch Atmung der Meerestiere gebildet;
3) Juveniler, submarin vulkanischer Herkunft.

C) Schwefelwasserstoff:

1) Organischer Herkunft (Fossile Schwarze Meere!);
2) Juveniler, submarin vulkanischer Herkunft.

2. Dynamischer Art:
   α) Mechanisch wirkende Faktoren:
      A) Brandung und ihre Begleiterscheinungen (Strandvertriftung und Küstenstrom). Abrasion!
      B) Gezeiten und Gezeitenströme;
      C) Eigentliche Meeresströmungen (Windtriften und Ersatz- oder Kompensationstriften des freien Weltmeeres, Eisschmelzströme, antarktischer Tiefenstrom, Windstauströmungen, horizontale und vertikale Kompensations-, Reaktions- oder Neerströme (z. B. kaltes Auftriebswasser), Konvektionsströmungen in Meeresstraßen).
   β) Durch Lösung, chemische Umbildung, Übersättigungsausscheidung oder chemische Ausfällung wirkende Faktoren (Küstenkarren und Ätzsuturschichtflächen, submarine Verwitterungen: Glaukonit- und Phosphoritbildung, Entstehung des Tiefseetones, halmyrogenetische Dolomitisierungen, Salzausscheidungen und anorganische Kalkausscheidungen).

II. Organische Faktoren:
   a) Substantielle Zusammensetzung der zur Sedimentbildung verwandten biogenen Komponenten:
   1. Skelettsubstanzen:
      α) Chitinsubstanzen.
      β) Kohlensaurer Kalk:
         A) als Aragonit;
         B) als Calcit.

         Von Bedeutung ist der bei den verschiedenen Organismen verschiedene Gehalt an Magnesium (wichtig für einen Teil der Dolomitisierungen!). Die Art des Carbonatminerals der Skelette ist ferner wichtig für den Gang der Diagenese und damit für die Deutungsmöglichkeit der Gesteine.
      γ) Phosphorsaurer Kalk;
      δ) Opal (Wanderungsfähigkeit, Entwässerung zu Chalcedon und Quarz);
      ε) Strontiumsulfat (Acantharien) und Baryumsulfat (Xenophyophoren);
      φ) Mineralische Beimengungen anderer Art: Fluor in Korallenskeletten (Flußspatvorkommnisse in fossilen Riffkalken!?), Vanadiumgehalt des Ascidienblutes (Vanadiumführung zahlreicher Eisenoolithe??) u. a. („Paläophysiologie“ SAMOJLOFFS).

2. Fette (Sapropel- und Oelbildung);
3. Zellulose und verwandte Substanzen (Algenkohlen usw.)

b) Lebensweise der marinen Organismen:
1. Art der Einpassung der marinen Organismen in das Lebensmilieu; Zugehörigkeit zu Benthos, Nekton oder Plankton; häufiger vikariierender Ersatz ausgestorbener Formen durch biologisch gleichwertige, systematisch aber oft garnicht näher verwandte Formen;
2. Pflanze (Photosynthese!) oder Tier? Assimilation und Atmung in ihrem Einfluß auf den Gasgehalt des Meerwassers.
3. Besondere Lebensäußerungen:
   Kriech- und Laufspuren des vagilen Benthos, Schleifspuren des Nekton und Plankton; Kotsäulen, Koprolithen; Laichbänder. Materialtransport durch Organismen (aktiver, passiver).
   Physiologische Ausscheidung von Schwefel (Schwefeleisen!), Limonit, kohlensaurem Kalk (Bacterium calcis).

B. Kontinentale Faktoren:

I. Zusammensetzung und Bau des Festlandes als Lieferanten der chersogenen Komponenten:
a) Stoffliche Zusammensetzung des Felsuntergrundes;
b) Tektonischer Bau der stoffliefernden Festländer (Atlantischer und pazifischer Küstentypus, größerer oder geringerer Zufluß festländischer Gewässer und Suspensionen);
c) Morphologischer und pflanzengeographischer Charakter der Festländer.

II. Klima:
a) Direkt wirkend, indem es den chemisch-mineralogischen Zustand der chersogenen Komponente bestimmt, und zwar
1. durch den Charakter der klimatisch bedingten Verwitterungsdecken (z. B. Löß- und Lateritdecken.., Gelb- und Rotschlicke);
2. durch die Art des Materialtransportes bis ins Meer und der dabei statthabenden Aufbereitungen und Auslesen:

α) Transport durch Gletscher;
β) Transport durch Flußeis;
γ) Transport durch Flußwasser, in klastischer Form oder in Lösung (Größe und Gefälle der Flüsse);
δ) Transport durch Wind.

b) Indirekt wirkend, indem es die Physiologie des Wasserinhalts der Meere bestimmt (so in den Nebenmeeren) oder doch wenigstens beeinflußt (in den Ozeanen), was sich auswirkt

1. in der Verteilung der Organismen;
2. in der Komponentenauslese.

Unter der großen Menge von einzelnen Faktoren, die im Vorigen zusammengestellt wurden, ist kaum einer, der nicht auch in der Vorzeit tätig gewesen wäre. Unstimmigkeiten, welche hier und da zwischen den aktuellen Sedimentationsverhältnissen und denen der Vorzeit, wie wir sie aus den Gesteinen ableiten, zu bestehen scheinen, können daher kaum grundsätzlicher Art sein, sondern haben ihren Grund in der besonderen Art der Faktorenkombination, wie sie einerseits in der Jetztzeit herrscht, anderseits in den verschiedenen Abschnitten der Vorzeit jeweils bestanden hat. Denn es ist garnicht zu erwarten, daß sich in der Jetztzeit sämtliche Kombinationsmöglichkeiten der vielen einzelnen Faktoren erschöpfen müßten. Aber es kommt noch etwas anderes hinzu: Die verschiedenen Faktoren hängen z. T. derart von einander ab oder mit einander zusammen, daß Änderung des einen Faktors sich vielfach in erheblichen Verschiebungen im Auswirken eines oder mehrerer anderer Faktoren wiederspiegeln kann; zum anderen aber können auch einzelne Faktoren einander in ihrer Wirkung vikariierend vertreten, indem sie die Sedimentation zu gleichen Resultaten führen, was Konvergenzen in der Gesteinsausbildung erzeugt; so kann eine in der Sedimentation durch verschieden starke Zufuhr chersogener Komponenten sich äußernde Änderung in der Erosionskraft der Zuflüsse eines Meeresbeckens a priori ebenso durch eine Klimaänderung, wie durch tektonische Verstellung hervorgerufen sein; primärer Mangel an kalkschaligem Plankton darf nicht mit sekundärer Ausmerzung von Kalkkomponenten, Wirkung der Tiefe sollte nicht mit Wirkung von Küstenferne verwechselt werden und so fort. Das darf aber alles kein Grund dafür sein, das Aktualitätsprinzip auf die fossilen Sedimente nicht anzuwenden; viel-

mehr ist erforderlich, es in Erkenntnis der Mannigfaltigkeit der Faktoren sinngemäß und richtig anzuwenden, um aus den Eigenschaften der fossilen Meeresgesteine die speziellen räumlichen und geophysiologischen Verhältnisse für deren einzelne Bildungszeiten zu erschließen. Ergibt sich dabei aber wirklich eine Inkongruenz mit den heutigen Umständen der Sedimentation, so ist sie eben in den Kauf zu nehmen; denn zweifellos ist die Anzahl der marinen Sedimenttypen größer als diejenige, die uns in den heutigen Meeren entgegen tritt. Es kann sich daher bei Vergleichen fossiler Meeresgesteine mit rezenten Meeressedimenten nicht darum handeln, in jedem Falle vollkommen homologe Bildungen mit einander zu vergleichen, sondern nicht selten wird man sich — ganz abgesehen von der Unmöglichkeit exakter Tiefenbestimmungen — darauf beschränken müssen, die Gesteine als litoral, hemipelagisch oder eupelagisch zu charakterisieren und die Art des Sedimentationsraumes näher zu definieren. Trotz alledem erschließt die sedimentpetrogenetische Methode dem Paläogeographen so viele Pforten, die dem nur mit Fossilien arbeitenden Stratigraphen stets verschlossen bleiben, daß man versucht ist, das eingangs zitierte Wort Joh. Walthers von der Erdgeschichte als der Geschichte der Fossilien und der Gesteine dahin zu modifizieren, daß man sagt: Paläogeographie ist die Lehre von den Gesteinen und den Fossilien.

(Ausführlicher erfolgt ein Abdruck des hier nur im Auszuge wiedergegebenen Vortrags im „Geologischen Archiv" Bd. II, 1924.)

Über die Herstellung von Lichtbildern geologischer Karten.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München.)

Von Herrn W. HUTH.

Sehr häufig kommt der Geologe und insbesondere der Hochschullehrer der Geologie in die Lage, geologische Karten einem größeren Hörerkreise zur Demonstration oder zur Besprechung vorzulegen. Bei der heutigen Art der Vorträge dürfte das Lichtbild allein die geeignete Form der Darstellung abgeben. Die einfachste Art eines Kartenlichtbildes ist die Schwarz-weiß-Zeichnung auf ausfixierter Glasplatte oder auf irgend einer zwischen zwei Glasplatten montierten durchsichtigen Folie. Dazu käme bei komplizierteren Karten die schwarz-weiße photographische Aufnahme. Sowohl diese als auch die Zeichnung werden der besseren Übersicht halber gegebenenfalls koloriert, und beide Wiedergaben erfüllen damit wohl zu einem Teil den gewünschten Zweck, stellen anderseits jedoch immer nur einen Behelf dar.

Durch die seit mehreren Jahren angewandte episkopische Projektion wurde es möglich, geologische Karten auch ohne vorherige Reproduktion direkt im Lichtbild wiederzugeben. In den meisten Fällen ist es dabei nur möglich, einen geringen Teil der Karte darzustellen, und auch diesen kann man — selbst bei den lichtstärksten Appareten — nur einem beschränkten Zuschauerkreis sichtbar machen.

Geologische Karten in natürlichen Farben photographisch aufzunehmen, dürfte bisher nur in geringem Umfange versucht worden sein. Es gibt bekanntlich eine ganze Reihe von Rasterfarbenplatten, von denen die deutschen Agfa-Platten sich durch große Brillanz auszeichnen, wohingegen unter den französischen Erzeugnissen die bekannten Lumière-Platten wohl die größte Farbentreue aufweisen dürften. Bei allen auf diesem Wege hergestellten Lichtbildern ist indessen der Mangel an Transparenz und vor allem die Rasterwirkung außerordentlich störend, abge-

sehen davon, daß die Haltbarkeit unter dem Einfluß der Strahlen des Projektionsapparates sehr beschränkt ist.

Eine wesentliche Verbesserung der Darstellung dürfte durch das in seinen Anfängen seit etwa 1907 bekannte Uvachromverfahren[1]) erreicht werden. Denn einmal ist es hiermit möglich, fast jede Karte bis nahezu in die feinsten Details mit scharfer Kontur zu erhalten, während man anderseits bei großer Farbentreue ein äußerst lichtstarkes durchsichtiges Bild bekommt, das dem größten Hörerkreis zugänglich ist. Die jahrelange Haltbarkeit dieser Diapositive dürfte im Verein mit den anderen genannten günstigen Eigenschaften den Uvachrom-Lichtbildern geologischer Karten vor allen andern unbedingt den Vorzug sichern, so daß eine fabrikmäßige Herstellung solcher Lichtbilder angebracht erscheinen dürfte[2]).

Nach Demonstration einiger Lichtbilder zur Erläuterung des Herstellungsverfahrens werden die Meßtischblätter Willebadessen, St. Goarshausen, Frankenau, Gilserberg, Lichtenau, Selters sowie die Denckmannsche Karte des Hohelohr, die Beyschlagsche Übersichtskarte der Kalisalzvorkommen im Werragebiet, das Blatt Kristiania der Norwegischen Geologischen Landesuntersuchung, ein Ausschnitt der Crednerschen Übersichtskarte von Sachsen sowie ein Profil von Cvijić vorgeführt.

---

[1]) Vom lateinischen *uva* die Traube nach dem Erfinder Dr. Traube, einem Schüler Miethes.

[2]) Leider ist die Abteilung „Wissenschaftliche Präparate" der Optischen Werke Ernst Leitz in Wetzlar, welche sich neben der Herstellung von Diapositiven auf den verschiedensten Wissensgebieten auch mit der Anfertigung dieser Farbenaufnahmen befaßte, am 1. Januar 1924 aufgelöst worden, so daß die Hoffnung, solche Lichtbilder auf den Markt zu bringen, zunächst wieder erloschen ist.

Über Sedimentbildung im Bodensee.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 6. August 1923.)

Von Herrn KARL HUMMEL.

Die Untersuchung von etwa 70 Grundproben aus dem Überlinger- und Obersee zeigt, daß überall in diesem See ein sehr feinkörniger, kalkreicher Alphititmergel abgesetzt wird. Der Schlamm enthält ziemlich viel Eisen, das, abgesehen von der oxydischen Oberschicht, größtenteils als Eisenkarbonat vorhanden ist. Chitinschalen sind im Schlamm erhalten, sie geben aber nur ein stark verzerrtes Bild von der planktonischen Krebslebewelt des Sees. Echte Sandschichten sind nur an wenigen Stellen, namentlich nahe dem Mündungsgebiet des Rheins und an den Steilufern des Überlinger Sees vorhanden. Jahresschichtung irgendwelcher Art ist nicht nachzuweisen. Eisensulfidreiche schwarze Bänder täuschen Schichtung vor, bezeichnen aber wahrscheinlich nur Lagen besonders üppigen Wachstums gewisser im Schlamm lebenden Schwefelbakterien. Der Sandgehalt des Schlamms ist sehr gering und nimmt nach der Seemitte hin ab. Der Karbonatgehalt zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Seetiefe, da der an der Seeoberfläche durch Algen ausgeschiedene physiologische Übersättigungskalk beim Niedersinken in die Tiefe vom kohlensäurereicheren Tiefenwasser teilweise wieder aufgelöst wird. (Ein ausführlicher Bericht über die Untersuchungsergebnisse ist im Geol. Archiv v. E. KRAUS, Bd. II, 1923, Heft 1, S. 35 bis 45 erschienen.)

Die neue Tiefenkarte des Walchensees.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 6. August 1923.)

Von Herrn EDWIN FELS, München.

Der Walchensee gehörte bisher zu den am wenigsten bekannten Seen, weshalb schon oft die Forderung nach einer Neuvermessung laut geworden ist. Erst das Walchenseeprojekt brachte eine Erfüllung dieser Wünsche, indem der See vor der Einleitung der Isar einer eingehenden und vielseitigen wissenschaftlichen Bearbeitung unterzogen wurde. Die neue Tiefenkarte wurde auf Grund einer neuartigen Lotungsmethode mit Hilfe von 2217 Meßpunkten entworfen. Sie zeigt gewaltige Unterschiede gegenüber der bisher vorhandenen, auf 200 Lotungen beruhenden Tiefenkarte von A. GEISTBECK. Sie enthüllt uns ein Relief von einer Mannigfaltigkeit der Formen, wie es bisher von keinem Alpensee bekannt war. Diese weichen durchaus von denen normaler alpiner Talseen ab, so daß man von vornherein zu dem Schluß geführt wird, daß hier andere Entstehungsursachen als bei jenen vorliegen.

Während im kleineren NO-Teil des Sees ostwestliche, der normalen Streichrichtung der Gebirgsfalten parallele Richtungen die morphologischen Formen beherrschen, findet sich im SW- und S-Teil eine auffällige Häufung südwest-nordost gerichteter Formen. Diese laufen parallel zur großen Kesselberg-Blattverschiebung, welche offenbar im Raum des Walchensees eine gewaltige Verbreiterung erfährt. Die Bruchzone schwillt hier bis auf eine Breite von etwa 4 km an.

Man kann auf Grund des morphologischen Befundes der Tiefenkarte den Walchensee mit Sicherheit geradezu als den Idealfall eines tektonisch bedingten und tektonisch ausgestalteten Sees betrachten, für den man anderwärts nicht so leicht ein ebenso typisches Gegenstück findet. Zeitlich ist die Entstehung des Walchensees als präglazial anzunehmen. Die Eiszeit gestaltete die ursprünglichen Formen wohl aus, hat sie aber durchaus nicht verwischen können. Man darf dem Eise in der tiefen Kesselform

des Seebeckens mit rund 300 m Gegensteigung gegen Norden sicher keine bedeutende ausschürfende Wirkung zubilligen; es hat eine mehr konservierende als zerstörende Rolle gespielt. Die postglazialen Umbildungen treten am Walchensee weit mehr als an anderen Alpenseen zurück. Die bedeutendsten sind erst jüngst durch den Menschen veranlaßt, der mit dem Walchenseewerk die ganze Natur des Sees in geologisch-morphologischer und biologischer Hinsicht von Grund aus verändert. Die Veröffentlichung aller am Walchensee erzielten Ergebnisse ist noch 1924 zu erwarten.

Neueingänge der Bibliothek.

Bärtling, R. Die topographischen und geologischen Verhältnisse beim Bau des Rhein—Herne-Kanals und des Kanals Datteln—Hamm. Aus: Zeitschr. f. Bauwesen. Berlin 1922.
— Die Seen des Kreises Herzogtum Lauenburg mit besonderer Berücksichtigung ihrer organogenen Schlammabsätze. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 88. Berlin 1922.

Berckhemer, F.: Eine neue fossile Therme im Rhätsandstein der „Ulrichshöhle" bei Hardt, O.-A. Nürtingen. Aus: Jahresber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XII. Stuttgart 1923.
— Kryptoolith und Stromatolith im Massenkalk des Weißen Jura. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1923.
— Beschreibung wenig bekannter und neuer Ammonitenformen aus dem Oberen Weißen Jura Württembergs. Aus: Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. Stuttgart 1922.

Berg, G.: Probleme der Lagerstättenlehre. Aus: Geol. Rundschau XIII. Berlin 1923.

Burre, Otto: Die Piesberg-Pyrmonter Achse in der Gegend südlich von Bünde i. Westf. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921. XLII. Berlin 1922.

Dacqué, Edgar: Geologie. I. Allgemeine Geologie. 2. Aufl. Sammlung Göschen. Nr. 13. Berlin 1922.

Dorn, C.: Aspidoceraten des untersten Malms in der nördlichen Frankenalb. Aus: Jahresber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XII. Stuttgart 1923.
— Neue oder wenig bekannte Ammoniten aus dem unteren Malm der Frankenalb. Aus: Jahresber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XII. Stuttgart 1923.

Dorn, Paul: Beiträge zur Entwicklung des Opalinustones im nördlichen Frankenjura. Aus: Jahresber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. XII. Stuttgart 1923.

Faura y Sans, M.: Estació metereològica de Viella (Vall d' Arán: Pireneus Centrals). Resum de les observacions de l'any 1921 (any XV de la fundació) 31 de Desembre de 1921. Barcelona.
— Estació meteorològica de Viella (Vall d'Arán: Pireneus Centrals). Resum de les observacions de l'any 1922. Barcelona.
— Descomposición de las fibras de amianto de Tejerio y de otras localidades de Galicia. Congreso de Oporto, Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. VI. Barcelona 1921.
— Periodicitat de la font Santa de Subirats deu intermitent termal. Aus: Butlletí del Centre Excursionista de Catanlunya XXXII. Barcelona 1912.
— Els primers otolits fòssils descoberts a Catalunya. Aus: Butlletí Institució Catalana d'Historia Nat. (2) II. Barcelona 1922.
— Meteoritos caídos en la península ibérica. Aus: Revista semanal Ibérica. XVII u. XVIII. Tortosa 1922.

FULDA, ERNST: Die Wünschelrute und die Drehwage im Salzbergbau. Aus: Kali XVII. Halle a. S. 1923.

GÄBERT, C.: Braunkohlenquarzite (Knollensteine) und ihre technische Verwendung. Aus: Jahrb. d. Halleschen Verbands. III. Halle a. S. 1923.

GOTHAN, W., und K. NAGALHARD vorm. NAGEL: Kupferschieferpflanzen aus dem niederrheinischen Zechstein. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1921. XLII. Berlin 1922.

GRUPE, O.: Zur Entstehung des Göttinger Leinetalgrabens. Ein Beitrag zur Tektonik unserer mitteldeutschen Gräben. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921. XLII. Berlin 1922.

HAACK, W.: Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921. XLII. Berlin 1922.

HERRMANN, O.: Die wichtigsten Züge im Baugesteinsbilde von Dresden in den verschiedenen Bauperioden, mit Ausnahme der Backsteinbauten. Technisch-geologischer Beitrag zur Begründung einer Städtebaustoffkunde. Aus: Zeitschr. f. Bauwesen. 72. 1922.

HESS VON WICHDORFF, H.: Entstehung, Aufbau und Alter des Kalktuffs der paläolithischen Fundstätten von Ehringsdorf und Taubach bei Weimar. Aus: Mannus, III. Erg.-Bd. Leipzig 1922.

HOLTEDAHL, OLAF: Studien über die Etage 4 des norwegischen Silursystems beim Mjösen. Aus: Vidensk. Selskab. Skrift. I. 7. Kristiania 1909.

— Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens. I. Eine Fauna der Moskauer Stufe. Aus: Vidensk. Selskab. Skrifter I. 1911. 10. Kristiania 1911.

— Desgl. II. Allgemeine stratigraphische und tektonische Beobachtungen. Aus: Vidensk. Selskab. Skrifter I. 1912. 23. Kristiania 1913.

— The *Strophomenidae* of the Kristiania region. Aus: Vidensk. Selskab. Skrifter I. 1915. 12. Kristiania 1916.

— The Cambro-ordovician beds of Bache peninsula and the neighbouring regions of Ellesmere Land. Aus: Report Second Norwegian arctic expedition in the Fram 1898—1902. Nr. 28. Kristiania 1913.

— Summary of geological results. Aus: Report Second Norwegian arctic expedition in the Fram 1898—1902. Nr. 36. Kristiania 1917.

— On the old red sandstone series of northwestern Spitzbergen. Aus: C. R. XII. Intern. Congr. géol.

— An upper cambrian fauna of Pacific type in the european arctic region. Aus: Amer. Journ. Sci. III. New Haven 1922.

— A tillite-like conglomerate in the „eocambrian" Sparagmite of Southern Norway. Aus: Amer. Journ. Sci. IV. New Haven 1922.

— Notes on the ordovician fossils from Bear Island collected during the Swedish expeditions of 1898 and 1899. Aus: Norsk geologisk tidsskrift V. Kristiania 1918.

— Om Trysilsandstenen og Sparagmitavdelingen. Aus: Norsk geologisk tidsskrift VI. Kristiania.

HOLTEDAHL, OLAF: Jagttagelser over fjeldbygningen omkring randsfjordens nordenda. Aus: Norges Geol. Unders. Aarbok 1915. I. Kristiania 1915.
— Kalksten og dolomit i de Østlandske dalfører. Aus: Norges geol. Unders. Aarbok 1920. I. Kristiania 1920.
— Bidrag til Finmarkens geologi. Aus: Norges geol. Unders. 84. Kristiania 1918.
— Engerdalen. fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalfens omraade. Aus: Norges geol. Unders. 89. Kristiania 1921.
HOLTEDAHL, OLAF, u. OLAF ANDERSEN: Om Norske Dolomiter med bemerkninger om den pratiske anvendelse av dolomit. Aus: Norges geol. Unders. 102. Kristiania 1922.
— The Scandinavian „Mountain Problem". Aus: Quat. Journ. Geol. Soc. LXXVI. London 1921.
HUCKE, KURT: Geologie von Brandenburg. Stuttgart 1922.
DE JONG, H.: Studien über Eruptiv- und Mischgesteine des Kaibobo-Gebiets (West-Ceram). Aus: L. RUTTEN and W. HOTZ, Geol., petrographical and palaeontol. results of explor. in the island of Ceram. First series: Petrogr. Nr. 1. Amsterdam 1923.
KEILHACK, KONRAD: Lehrbuch der praktischen Geologie. II. Band. 4. Aufl. Stuttgart 1922.
KOERT, W.: Ein neuer Aufschluß in den Grenzschichten von Dogger und Lias im oberen Allertal. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921. XLII. Berlin 1922.
KOCKEL, CARL WALTER: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. Aus: Jahrb. Philos. Fakultät d. Univ. Leipzig. Leipzig 1922.
— Beitrag zur Kenntnis der Grenze zwischen Germanischem und Mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. Aus: Sitzungsber. Naturf. Ges. Leipzig. 45—48. 1918—1921. Leipzig 1922.
LANGE, WERNER: Über den untersten Lias der Herforder Mulde (Psilonoten- und Angulatenschichten). Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921. XLII. Berlin 1922.
— Über neue Fossilfunde aus der Trias von Göttingen. Aus: Z. D. G. G. 74. Berlin 1922.
MERRILL, GEORGE P.: A meteoric metabolite from Dungannon, Virginia. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 62. Washington 1923.
PAECKELMANN, WERNER: Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. Aus: Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 91. Berlin 1922.
POLLACK, VINCENZ: Verwitterung in der Natur und an Bauwerken. Allgemeiner u. besonderer Teil. Aus: Technische Praxis. Wien und Leipzig 1923.

Rechnungsabschluß

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin für das Jahr 1922

Einnahmen:

1.	Bestand am 31. Dezember 1921 . . .	11 268,02 M.
2.	Mitgliederbeiträge	2 199 338,— „
3.	Druckschriftenverkauf	78 742,70 „
4.	Zinsen	5 690,40 „
5.	Sonstiges	17 120,20 „
	Summe	2 312 159,32 M.

Ausgaben:

1.	Druckkosten	1 529 586,65 M.
2.	Bibliothek	—,— „
3.	Verwaltung	
	a) Aufwandsentschädigungen . . .	20 737,50 „
	b) Versendung der Zeitschrift . . .	116 625,30 „
4.	Sonstiges	68 814,86 „
5.	Per Saldo 31. Dezember 1922	576 395,01 „
	Summe	2 312 159,32 M.

E. Picard, Schatzmeister

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 11/12. 75. Band. 1923.

Berlin 1924.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

(Fortsetzung des Inhalts nächste Umschlagseite)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1924

———o———

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen usw. an Herrn **Bergrat Prof. Dr. Bärtling**, Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128.
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder und Adressenänderungen an Herrn **Prof. Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen an Herrn **Bergrat Prof. Dr. Mestwerdt,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind gebührenfrei auf das Postscheckkonto von **Prof. Dr. E. Picard,** Schatzmeister der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin N 4 beim Postscheckamt Berlin NW 7 Nr. 38581 zu überweisen.

Aus dem Ausland sind die Beiträge an Herrn **Prof. Dr. E. Picard,** n N4, Invalidenstr. 44. einzusenden.



Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11/12. **1923.**

Protokoll der Sitzung am 8. November 1923.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende gibt den Tod zweier Mitglieder bekannt, der Herren Ökonomierat BRANDT und Professor WALTHER PENCK, denen er warme Worte des Gedenkens widmet.

Die Anwesenden erheben sich zu ihrem Andenken.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Die Verlagsbuchhandlung Gebrüder BORNTRÄGER in Berlin;

Herr Lehrer PFAFFENBERG in Vorwohlde bei Sulingen (Hannover);

Herr Markscheider O. W. SOMMER in Berlin-Spandau, Hasenmark 20;

Herr Assistent am Geographischen Institut Dr. K. TROLL in München, Wilhelmstr. 12;

Herr Dr. W. WEINREICH in Frankfurt a. M.-Eschersheim, Lindenring 10.

Nach Vorlegung der Büchereieingänge erhält das Wort Herr **O. STUTZER** über **„Erdöl- und Asphaltaustritte in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern des mittleren Magdalenentales (Kolumbien)“**[1]).

An der Aussprache beteiligen sich Herr WUNSTORF, MESTWERDT, der Vorsitzende und der Vortragende.

Hierauf gibt Herr **W. WOLFF** eine kurze Mitteilung über **„Neue Beobachtungen von marinem Interglazial der Eem-Stufe“**[2]).

---

[1]) Siehe S. *179*.
[2]) Siehe S. *177*.

In der Erörterung sprechen Herr GAGEL und der Vortragende.

Hieraüf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

SOLGER. BEYSCHLAG. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 5. Dezember 1923.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung, vom Tode des Mitgliedes Herrn Dr. FELBER, Direktor des Deutschen Kalisyndikats in Berlin.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Herr Assistent Dr. FRITZ MENDE in Königsberg i. Pr., Min. Inst. d. Univ.;

Herr stud. geol. R. LEBKÜCHNER in Neustadt a. Kocher;

Herr stud. geol. KARL STAESCHE in Tübingen, Waldhäuserstr. 10.

Der Vorsitzende begründet eingehend, daß wegen der finanziellen Notlage der Gesellschaft eine Abweichung von der durch Satzung vorgeschriebenen Form der Wahl erforderlich war. Entsprechend der den Mitgliedern mit der letzten Zahlungsaufforderung zugegangenen Mitteilung wird der Vorstand den vom Beirat vorgeschlagenen Mitgliedern am 1. Januar 1924 die Vorstandsgeschäfte übergeben. Der Vorstand wird von der nächsten Hauptversammlung, als der einzig zuständigen Stelle, Entlastung wegen dieser Abweichung von der Satzung erbitten. Gegen dieses Verfahren liegt ein schriftlicher Einspruch des Mitgliedes Herrn OPPENHEIM vor, den der Vorsitzende bereits schriftlich beantwortet hat. Nach der Satzung ist auch zur Erörterung dieses Einspruchs nur die nächste Hauptversammlung zuständig.

Herr KRUSCH fragt an, ob keine rechtlichen Bedenken bestehen. Der Vorsitzende erwidert, daß der Vorstand die erforderlichen Schritte beim Gericht bereits in Aussicht genommen hätte.

Da keine weiteren Wortmeldungen vorliegen, erklärt der Vorsitzende, daß sich der Vorstand und Beirat für das Jahr 1924 entsprechend dem Vorschlage des Beirates folgendermaßen zusammensetzen wird:

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Stellvertretende Vorsitzende: Herr POMPECKJ und Herr DEECKE.

Schriftführer: Herr BÄRTLING, Herr LEUCHS, Herr SOLGER und Herr MESTWERDT.

Schatzmeister: Herr PICARD.

Archivar: Herr DIENST.

Beiratsmitglieder:

Die Herren BROILI-München, BUXTORF-Basel, CLOOS-Breslau, ERDMANNSDÖRFFER-Hannover, FLIEGEL-Berlin, SCHUMANN-Grube Jlse, STREMME-Danzig, SUESS-Wien und WEGNER-Münster.

Nach Mitteilung des Vorsitzenden sind vor wenigen Tagen 50 Jahre seit Aufnahme von Herrn BÜCKING als Mitglied der Gesellschaft verstrichen. Durch lebhaften Beifall gibt die Versammlung dem Vorsitzenden ihre Zustimmung, daß Herrn BÜCKING aus diesem Anlaß die Glückwünsche der Gesellschaft durch den Vorstand ausgesprochen werden.

Die als Geschenk eingegangenen Druckschriften werden vom Vorsitzenden vorgelegt und besprochen.

Darauf erhält Herr **H. CLOOS** das Wort zu seinem Vortrag: **„Das Riesengebirge“. Bericht über tektonische Aufnahmen in diesem Sommer.**

In der Erörterung sprechen die Herren BERG, SEIDL und der Vortragende.

Darauf spricht Herr H. STILLE über „Rheinische Gebirgsbildung in Westdeutschland und im Kristianiagebiet“.

In der Erörterung sprechen die Herren SEIDL, HAARMANN, CLOOS und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

BÄRTLING. BEYSCHLAG. HAARMANN.

Vorträge.

Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone.

Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu München, am 4. August 1923.

Von Herrn R. Schwinner in Graz.

Der Bau der Alpen, wohl die vornehmste und anziehendste Aufgabe der Geologen Europas, ist heute noch Gegenstand lebhaftester Kontroversen, und die Darstellungen, welche die verschiedenen Schulen von ihm geben, sind miteinander ganz unvereinbar. Da die Mehrzahl von den Westalpen ausgeht, so ist es vielleicht eine wünschenswerte Ergänzung, wenn im folgenden der Standpunkt am Ostalpenrande zur Betrachtung des Alpenproblems gewählt wird.

Die Ostalpen zeichnen sich vor den Westalpen geologisch in manchem aus, so durch ihre reichere Stratigraphie. Zum Ausgleich schießt auf dem Boden der halb- und ganzmetamorphen Gesteine die Deutung — je jünger, je lieber — üppig ins Kraut; was sich dem hartnäckig widersetzt, wird „metamorphes Paläozoikum" genannt. Ähnlichkeit mit sicherm ostalpinem Paläozoikum fehlt meist. (Immerhin, es ist ein Fortschritt, daß man dort schon „paläozoische" Marmore gelten lassen will!) Demgegenüber ist's von Nutzen festzustellen, daß in den östlichen Zentralalpen eine Sedimentserie des Grundgebirges sicher älter als Paläozoikum ist. In der Hauptmasse (einige Tausende von Metern) Abkömmlinge tonig-sandiger Sedimente, in der Mitte ein relativ schmales buntes Band: Marmore, basische Gesteine, Quarzite, kohlige Schiefer, Fahlbänder u. s. f.; je nach Lage im Gebirgsbau (entsprechend der Metamorphose) in verschiedener Tracht: Phyllit mit Grünschiefer — Glimmerschiefer (Granat, oft auch Staurolith und Disthen führend) mit Amphibolit (oft Granatf.) — Sillimannit-Gneis mit Eklogit. Gegen eine Deutung als metamorphes Paläozoikum spricht die stoffliche Verschiedenheit, im ganzen und in Einzelheiten (Lagerstättentypus), Diskordanz und Hiatus in der

Metamorphose überall an der Grenze gegen sicheres Paläozoikum, und daß granitisch-pegmatitische Injektion, in dieser Serie häufig, nirgends in sicherem Paläozoikum beobachtet wurde, auch wo dieses unmittelbar über oder neben Pegmatitgebieten liegt. Schlüssiges Belegmaterial liegt vorläufig erst etwa bis zum Katschberg vor, aber Züge dieser Gesteinsgesellschaft, gleich an stofflichem Bestand, Habitus und Bau, ziehen von hier fast ununterbrochen gegen W, an der Drau (wohl auch in der untern Schieferhülle?), Schneeberger Zug, Laaser Schichten bis zum viel berufenen Zug Ivrea—Tonale. Parallelen auf so weite Entfernung kann man annehmen oder ablehnen, aber die Ähnlichkeit, um nicht zu sagen Gleichheit, der genannten Serien kann man nicht bestreiten.

Dem erwähnten Reichtum der Ostalpenstratigraphie war die Erkenntnis zu verdanken, daß die Alpenfaltung in mehreren Phasen stattgefunden hat. Die älteste orogenetische Ära ergriff (Ende Algonkium?) nur die oben beschriebene Gesteinsserie. Spuren ihrer tief abradierten Falten sind in den Brettsteinzügen (Marmore und Begleiter)[1]) erhalten. Mit dieser Faltung, anschließender granitischer Intrusion, pegmatitischer Injektion und regionaler Metamorphose war Tektonik und Gesteinscharakter — in der Hauptsache wie heute — für das Kristallin der östlichen Zentralzone festgelegt — vor Paläozoikum also, daher stets Diskordanz und Hiatus in der Metamorphose. Die jungpaläozoische Ära können wir bereits in mehrere Phasen gliedern, dank dem, daß, besonders in den Karnischen Alpen, die über diesem Kristallin[2]) liegenden Schichten ab Silur Fossilien führen: eine Faltung liegt zwischen Clymenienkalk und Carbonschiefern, vielleicht liegt in diesen zwischen Nötscherschichten (=Visé) und Auernigschichten (=Ottweiler) eine weiteree Faltungsdiskordanz[3]); die nächste tektonische Lücke liegt zwischen Trogkofelkalk und Grödner Sandstein (d. h. in der unteren

[1]) Ausführlicher: R. Schwinner: Die Niederen Tauern. Geolog. Rundsch. XIV, 1923; S. 34, 51, 55.

[2]) Auch im Gailtal. Trotz Vinassa da Regny kann ich die Sch. des Grundgebirges, die strichweis Granat und Biotit führen, nicht für metamorphes Karbon halten. Anderswo mehr darüber.

[3]) Die Nötscher Serie schließt ab mit mächtigen Konglomeraten, die stellenweise schon den Diabas der Liegenden Karbonschichten, meist aber nur Quarzgerölle führen, und dann ganz gleich jenen sehen, die an der Basis des Auernig liegen.

Dyas). In der eigentlich „alpinen" Faltungsära folgt auf einleitende Bewegungen (Jura-Kreidegrenze, Cenoman?) ein Höhepunkt in der vorgosauischen Faltung, und eine ähnliche Steigerung scheint von den schwachen tektonischen Bewegungen des Alttertiärs zum Paroxysmus der mitteltertiären Faltung zu führen. Doch auch später haben noch beträchtliche tektonische Umwälzungen stattgefunden. Die vorpontische Phase ist schon länger bekannt, ihr ist wohl die Einfaltung unserer inneralpinen Süßwassertertiärlappen zuzuschreiben; in letzter Zeit sind aber noch jüngere tektonische Vorgänge, bis Mitte Diluvium, in den Ostalpen nachgewiesen worden[4]).

Allerdings hat man diese jüngsten tektonischen Vorgänge in den Alpen — hauptsächlich wegen des einfachen Bewegungsbildes, das ihnen zugrunde liegt — nicht als Faltung (orogenetisch) anerkennen, sondern als epirogenetisch deuten wollen. Mit Unrecht: sie sind ebenso streng episodisch (Stille) wie einer der anerkannten Faltungsakte, schließen mit normalem Intervall an die bekannte Folge der orogenetischen Phasen an und das von ihnen betroffene Gebiet gliedert sich restlos in die alpine Faltungszone ein. Daß es sich nur um weiträumige Verbiegungen handelt, ist nicht direkt beobachtet. Die nachgewiesenen Verstellungen dürften aber ganz gut mit jenem Dislokationstyp verträglich sein, der auch sonst viel in den östlichen Alpen zu sehen ist: Größere Krustenteile werden ziemlich einheitlich gehoben, gesenkt, gekippt, schwach verbogen, am Rand dieser Blöcke aber entstehen Verwerfungen, Flexuren, Falten und kurze Überschiebungen. Das hat man immer als Faltung bezeichnet.

Übrigens, wichtiger als ein Streit um Definitionen oder leere Worte, wird jedem Geologen, der es ernst mit dem Aktualitätsprinzip nimmt, die Frage sein, ob nicht jenes einfache Bewegungsbild der jüngeren tektonischen

---

[4]) O. Ampferer: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jb. geol. Staatsanst., Wien 1921, 71—84.

A. Penck: Die Terrassen des Isartales in den Alpen. — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglacialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzber. Akad. Berlin, phys.-math. Kl. 1922, 182—251.

— Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Fören.: Stockholm Förh. 44,5, 1921, 607—622.

R. Schwinner: Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganergebietes. (S. O. Tirol) in „Ostalpine Formenstudien" III. 2. S. 77 ff., 104, 114.

Phasen auch bei den älteren Faltungen eine Rolle gespielt hat, ob es nicht gar möglich wäre, durch eine Aufeinanderfolge solcher einfacher Faltungsakte viele Bilder alpiner Tektonik entstehen zu lassen. Wo die Faltuung stark ist, wie in den westlichen Alpen, ist der Entwicklungsgang schwer zu entziffern, dagegen wo sie ausklingt, in der östlichen Zentralzone, sehen wir nebeneinander Formen verschiedener Stadien der tektonischen Entwicklung, wie sie im ersteren Fall nacheinander gefolgt sein könnten.

Die einfachste Form zeigt Hebungs- und Senkungsgebiet durch Flexur verbunden. Klassische Beispiele in den Südalpen[5]) (venetianische Außenzone: 7 Gemeinden, Alpen von Feltre, Grappa u. s. f.) aber auch in der kristallinen Zentralzone; dort allerdings nur sicher kenntlich, wo ruhig gelagertes Grundgebirge mit plötzlicher Abbeugung unter jüngere Schichten taucht: Rand des Grazer Paläozoikums (bes. in Radegund), das Murauer P. bei Oberwölz, das Turracher P. (N. vom Ort), wahrscheinlich gehört auch der N-Abschwung von Wildstellen- und Seckauer Massiv hierher. Manche Senkungsfelder sind von Brüchen statt von Flexuren umgrenzt, meist jüngere, randlich gelegene: Kainach-Gosau, Wiener Becken u. s. f. Kaum ein prinzipieller Unterschied, eher im Gestein begründet: spröde Kalkplatten statt biegsamer Schiefer.

Das erste Stadium der Faltung dürfte also darin bestanden haben, daß die Gebiete mit Hebungstendenz als breite Bergmassive heraustraten, beiderseits von Flexuren (bzw. Brüchen) begrenzt; große Kofferfalten, etwa vergröberter Typus des W-Jura. Die nächste tektonische Phase — wieder eine vom Untergrund ausgehende Verschmälerung des Faltungsstreifens — schaltet an den Rand des Koffers (zwischen Hebungs- und Senkungsgebiet) Falten, Schuppen, Überschiebungen, durch welche die Raumverschmälerung über der „Verschluckungszone" wettgemacht wird. Ganz ähnlich — für sich betrachtet — wirkt der folgende Akt, aber seine Verschluckungszone wird gegen die des vorangegangenen ein Stück verschoben sein; und in diesem Zwischenstück werden, während außen die

[5]) Neuestens wird oft und gern von „weiträumigen Verbiegungen" gesprochen. Ob sie wirklich so häufig sind? In diesen vollkommen überblickbaren Gebieten kommen sie kaum vor; sondern im Großen und Kleinen, wenn die Schichtplatten nach abwärts gehen sollen, tun sie's plötzlich, mit scharfer Knieabbeugung.

neue Faltung die alte einfach fortsetzt, die neuen Bewegungsbahnen die alten überkreuzen, und derart diesen Krustenstreifen vom Untergrund völlig ablösen, und zwar so, daß er beiderseits randliche Überschiebungen zeigt. Hier anzuschließen ist die Bemerkung, daß schon rein geometrisch die Unmöglichkeit erhellt, daß sich das Bewegungsbild der Oberfläche eines Faltengebirges (z. B. Jura, Säntis) kontinuierlich in die Tiefe fortsetze; das obere Faltenstockwerk muß sich vom Untergrund lösen, am Ort geringsten Widerstandes oder stärkster Beanspruchung, was am ehesten für die Grenzfläche mechanisch verschieden reagierender Gesteinskomplexe zutreffen wird. (Salzton — Muschelkalk im Kettenjura, Ladinische Mergel — Riffkalk in den Dolomiten u. s. f.) Also: es kann eine Scholle durch ein Netz von Bewegungsflächen völlig vom Untergrund gelöst sein, ja sogar beiderseits randlich überschoben sein, ohne daß sie besonders weit vom Platze bewegt worden ist. Der Nachweis der Ablösung („wurzellosen Schwimmens") besagt gar nichts über das Ausmaß der Verfrachtung.

Seinerzeit hat man es als großen Fortschritt gepriesen, wie die Doppel- und Pilzfalten durch die großartigen Fernüberschiebungen ersetzt wurden. Schlüssige Beweise, warum man zu so extremen Hypothesen greifen müsse, fehlen auch heute noch, ja es ist sogar noch nicht einmal gelungen, ein schmerzlos vorstellbares Bild der supponierten mechanischen Vorgänge zu geben[6]). Dagegen lassen sich jene alten Begriffe ganz gut neueren Vorstellungen anpassen, wenn man nur nicht fordert, daß das heutige tektonische Bild mit allen seinen Komplikationen aus einem Guß entstanden sein müsse, sondern beachtet, daß die sogenannte „Alpenfaltung" aus lauter kleinen Einzelrucken und -schüben besteht, deren Wechselwirkung den tektonischen Bau Schritt für Schritt entstehen läßt. Da in den Ostalpen die Intensität der Faltung von Ort zu Ort stark wechselt, treffen wir primitive tektonische Formen neben stark ausgearbeiteten und können aus diesem Nebeneinander das Nacheinander der Entwicklung belegen. Schon an den einfachsten Koffern (Grappa, Pavione usw.) sind die Mittelschenkel der Flexuren vielfach ausgedünnt, gezerrt, gebrochen; die Tafel der sieben Gemeinden hat, wenn

---

[6]) Heim, Alb., Geologie der Schweiz, Bd. II/1. S. 30: Z. 11 von oben und Z. 8 von unten.

auch nicht durchgängig, Überschiebungen nach beiden Seiten. Schärfer ausgesprochen ist dieser Typ in den N- und S-Überschiebungen der Steiner Alpen, in größerem Maßstab in den Kalkalpen N von Salzach und Enns: die südwärts aufspringenden Schuppen des Südrandes sind das mechanische Korrelat der gegen N vorgetriebenen Überdeckungen der N-Seite; sie sind der Keil, der den Schlitten am Rückgleiten gehindert hat; die Kraft, welche die riesigen Kalktafeln von Hochkönig, Tennengebirge, Dachstein auf diesen steilen Bewegungsflächen gegen S kurz aufgefahren hat, ist gleich groß wie die, welche die Überschiebungen in die Randsenken nordwärts vorgetrieben: actio par reactioni! Das Endglied dieser Reihe ist eine völlig abgelöste ohne Wurzel und Stiel schwimmende Schubmasse wie die Berchtesgadener. Im Kristallin sind die Verhältnisse weniger übersichtlich: anstelle der Flexuren, welche meist die Massive umranden (s. oben), zeigen kurze Aufschiebungen das Seckauer M. über die Pöls—Fohnsdorfer Senke, Amering—M. über die von Obdach, Bundschuh—M. über die Katschbergsenke. Aber schon der NW-Sporn des Seckauer M., der Bösenstein, hat nach beiden Seiten anormalen Kontakt; es würde nur geringen weiteren Zusammenschub brauchen, um über dem Triebener Winkel ein tadelloses Scherenfenster zu bilden, in dem das Verhältnis von Bösenstein—Paläozoikum der Sunk—Seckauer Hauptmasse ganz das gleiche wäre, wie das von Silvretta—Engadiner „Fenster"—Ötztaler Masse. Die parallele Entwicklungsreihe der tektonischen Hohlformen beginnt mit Senkungszonen, die von einfachen Flexuren und Brüchen umrandet sind. Im weiten Klagenfurter Becken ist bereits der eine, der S-Rand von den Karawanken her scharf überschoben; ähnlich, aber viel brüsker, stehen an der schmalen Ennssenke die südwärts aufspringenden Schuppen der Kalkalpenbasis der N-blickenden Randflexur der Niederen Tauern gegenüber. Sehr lehrreich ist, daß das Bellunobecken, das in seinem Hauptteil breit zwischen zwei gewöhnlichen Flexuren liegt, gegen W einen Zipfel entsendet, der in V. Coalba von beiden Seiten her scharf überschoben, wie in einer enghalsigen Flasche drinsteckt. Eine Extrembildung ist dann das „Scherenfenster", ein Ausdruck, der trotz seiner plastischen Deutlichkeit nicht gut ist; denn „Fenster" bezeichnet eine Erosionslücke durch eine einheitliche Decke hindurch, das sog. Scherenfenster ist aber kein Erosionsgebilde, sondern eine zugeklappte

Doppelfalte, und aus zwei ungleichen Rahmenstücken gebildet, also eher das Gegenteil eines Fensters! Zuletzt kann eine In..ensenke, besonders wenn anfangs schon nicht allzubreit, ganz zusammengeklappt und pseudokonkordent eingefaltet werden: Matreier- und Krimmlerzone. Sieht man von O gegen die Alpen herein, so gewinnt man keineswegs den Eindruck eines geschlossenen, wie aus einem Guß gebildeten Körpers — wie ihn die im W entstandenen Theorien voraussetzen — im Gegenteil, Kalk- und Zentralalpen, ja sogar die einzelnen Ketten und Massive scheinen nur ganz locker gebündelt, durch tiefe Furchen und breite Senken getrennt. Diese sind nicht etwa junge Erosionsgebilde, sondern nach Ausweis der Stratigraphie ist diese Gliederung uralt. Die breiten Furchen, jene, die heute die nördlichen Kalkalpen abtrennt (Enns—Mur—Mürz) und jene, welche die Zentralzone in zwei Äste spaltet (obere Mur), die längs Pöls—Obdach—Lavanttal, das Becken von Graz, jenes von Klagenfurt usw. sind schon Anfang Miozän Tiefenlinien gewesen, breiter und flacher allerdings, aber die Ausbildung des Süßwassermiozän zeigt klar, daß es sich um schon ursprünglich gesonderte Becken handelt. Für Alttertiär und Oberkreide sind Zeugnisse spärlich, Kainach und Krappfeld beweisen für damals den Bestand des steirischen und Kärntner Beckens. In der Transgression des Mesozoikums sind gleichwohl die alten Gebirgskerne als Untiefen, Landschwellen, ja Inseln, vielfach noch zu spüren; wo zwischen den Zentralmassiven Trias usw. liegt, ist die Serie verkümmert und zeigt Spuren geringer Meerestiefe und Landnähe. In der Untertrias ist das ganze zentralalpine Inselgebiet umrandet von Haselgebirge, Gips und Rauchwacken; auch in späteren Perioden trennt dasselbe die Meeresgebiete: die Fazieszone der Lombardei spaltet sich in Tirol in zwei Äste, das tirolische Gebiet der N-Alpen und das des Drauzuges, welche durch jene nur gelegentlich überflutete Schwelle getrennt werden. Auch die bekannten Fundstellen des sog. Pflanzenkarbon gliedern sich dem Rand der Zentralmassive an; und im Altpaläozoikum liegen Magnesit—Siderit—Sulfidische Lagerstätten in drei Gürteln in eben dieser Reihenfolge von innen nach außen vom Inn über Salzach—Enns—Mur bis zur Mürz und über Turrach wieder hinab gegen die Drau so offenbar die zentralalpinen Inselgebiete umkränzend, daß man an eine Analogie mit der salinaren Untertrias denken möchte.

Diese Entwicklung, in der die tektonischen Elemente in geschlossener Kette aneinandergereiht sind, nimmt, soweit wir zurückblicken können, ihren Ausgang von den alten Gebirgskernen, in denen ein alter Granit und die nachfolgenden Tiefen- und Ganggesteine ein sogenanntes „Massiv" zusammengeschweißt haben. Das sind tektonisch und auch morphologisch ausgezeichnete Gebiete, die wegen ihrer unverwüstlichen Hebungstendenz stets als Hochgebiete, Inseln oder Berggruppen, als wahre Zentren des Gebirges sich behauptet haben. Die Zwischenräume zwischen den Massiven zeigen dauernd Senkungstendenz; es sind Geosynklinalen, welche mit Sedimenten ausgefüllt und nach und nach (episodisch) als Falten an die Massive angegliedert werden. Das Gebirge ist nicht mit einem Mal entstanden; es ist von den alten Massiven wie Kristallisationskeimen und -zentren beginnend, nach und nach im Laufe ungeheurer geologischer Zeiten, auch unter gelegentlichen Rückschlägen, zusammengewachsen. Hier am Ostende der Alpen ist diese Verschweißung nicht so eng und gründlich gewesen, daß man nicht heute noch die Nähte kennen könnte; ja einzelne Trennungsfurchen sind als breite Innensenken erhalten geblieben, so das Klagenfurter Becken, das die Südalpen abspaltet. Und weil im O die tektonischen Elemente auseinandertreten, nicht wie im W einander drängen und überkreuzen, kann man hier den Entwicklungsgang verfolgen, der von den alten Massiven und den ältesten sie umkränzenden Geosynklinalen und Faltengirlanden bis zu den Hoch- und Tiefgebieten der heutigen Oberfläche in lückenloser Geschlossenheit führt[1]).

Eine Folgerung aus der gegebenen Darstellung des tektonischen Entwicklungsganges ist, daß bei jedem Faltungsakt immer nur schmale Faltungszonen stärker durchbewegt werden, große Gebirgsteile aber fast undeformiert einfache Blockbewegungen ausführen. Anfangs war fast das ganze Gebiet Geosynklinale, Tummelplatz für die gebirgsbildenden Kräfte; als die Massive gruppenweise zu festen Blöcken zusammengeschweißt worden, rückte die Faltung an den jeweiligen Rand, immer weiter nach außen. Das läßt sich auch durch Beobachtung der Kleintektonik (Gefüge und Fazies der Gesteine) belegen. Fast das ganze Grundgebirge der östlichen Zentralzone

[1]) Etwas mehr darüber in Schwinner, R.: die Niedern Tauern. Geol. Rundsch. Bd. XIV, 1923, S. 155 ff.

(einige granitische Gesteine ausgenommen) zeigt heftige Durchbewegung, aber ebenso allgemein ist eine regionale Metamorphose — etwa zweite bis dritte Tiefenstufe GRUBENMANNS, oder Amphibolit- bis Eklozitfazies nach ESKOLA — darübergegangen (vermutlich sind jene posttektonischen Granite mit jener Met. gleichzeitig). Sicheres Paläozoikum zeigt niemals weder diese Metamorphose noch granitische Injektion. Bau und Tracht des Grundgebirges war also schon vorpaläozoisch größtenteils ausgearbeitet. Große Gebiete sind so verblieben, schmale innere Störungszonen zeigen nachträgliche Kataklase, allgemein ist Kataklase und Diaphthorese in den Randzonen gegen die großen Senken, wo vielfach auch Paläozoikum in gleicher Tracht in die Faltung einbezogen ist (Grauwackenzone Enns—Palten—Liesing—Mur—Mürz, Obere Mur, Umrandung des Grazer Beckens, längs der Drau in Kärnten usw.), die Hauptmasse des Paläozoikums ist aber wenig oder garnicht metamorphosiert, d. h. sie zeigt keine Umkristallisation, sondern nur rein mechanische Umformungen, und das oft nur längs schmalen Bewegungszonen. In noch höherem Maße gilt dies fürs Mesozoikum, das diese Stufe der Metamorphose (etwa Grünschieferfazies ESKOLAS) nur an wenig Stellen erreicht, so in den zwischen Hochalm und Schladminger Massiv eingeklemmten Falten der Radstädter Tauern[8]). Unverkennbar, daß die Zone der Faltung und Durchbewegung immer mehr nach außen rückte, und daß große Teile der Zentralzone von der alpinen, ja selbst von der varistischen Faltung höchstens randlich ergriffen worden sind.

Auch die physikalischen Zusammenhänge, welche die Faltung an die Grenze zwischen Hoch- und Tiefgebiet knüpfen, können wir bereits teilweise übersehen. In gewissem Grade beeinflussen Festigkeits- und Druckverhältnisse der Kruste die neue orogenetische Bewegung: am Rand der Massive verschmälert sich der Querschnitt der Kruste, verringert sich somit deren rückwirkende Festig-

---

[8]) Allerdings fraglich, ob hier nur normale Durchbewegungs-Metamorphose vorliegt. Gerade diese N-S-Zone begleitet eine auffällige Pyritimprägnation ohne Niveaubeständigkeit, in mesozoischen „Pyritschiefern", im Twenger Kristallin und über den Katschberg bis in die Serizitschiefer von Gmünd und Amphibolite von Radlbad. Es liegt nahe, dies zusammen mit den Tauerngoldgängen auf tiefenmagmatische Vorgänge zu beziehen, welche von den orogenetischen Umwälzungen ausgelöst worden wären. Über analoge Vorgänge in Schweizer Zentralmassiven vgl. KOENIGSBERGER, J., besonders N. J. Beil. Bd. 26. S. 543.

keit, auch besteht hier bereits ein Überdruck, der die aufgestapelten Massen gegen die Senke drängt. Doch das sind nur Einflüsse zweiter Ordnung, die eigentliche gebirgsbildende Kraft stammt nicht aus der Kruste, sondern aus dem Energievorrat des Untergrundes; ihre Quellen sind die Temperaturgefälle in demselben, vertikal und horizontal, und nur insofern die Kruste mehr oder weniger Wärme abströmen läßt, beeinflußt sie mittelbar das Triebwerk der gebirgsbildenden Vorgänge. Unter den wassergekühlten Geosynklinalsenken entstehen absteigende Konvektionsströmungen[9]), und an diese schließt sich ein zyklonales Stromsystem an, das seitlich Ersatz für die abgesunkenen Massen ansaugt. Diese Unterströmung führt die auf dem schweren Magma schwimmenden Krustentafeln gegeneinander und staut sie über der „Verschluckungszone" — dem Ort des absteigenden Konvektionsstromes — nach Art einer Eispressung übereinander. Die alten Massive dagegen schützen den Untergrund, teils durch größere Dicke der Kruste, teils durch die nur langsam erkaltenden plutonischen Einlagerungen vor Wärmeverlust, unter ihnen artet das vertikale Temperaturgefälle nicht so sehr aus und kann daher kein Konvektionsstrom entstehen. Der Vorgang der Intrusion besteht eben darin, daß aus dem Magmauntergrund in mehrfacher Saigerung stets die leichteren Massen weiter aufsteigen. Eine derartige Schichtung, in der das von Natur spezifisch Leichtere stets oben liegt, ist ungemein stabil, und daher tauchen die Massive jeder Umwälzung zum Trotz, wie Korke im Pech, immer wieder empor. Der Sitz der gebirgsbildenden Kraft projiziert sich auf die Erdoberfläche in die Randzone zwischen Massiv und Senke. Nach welcher Seite der „einseitige Schub" geht — richtig ausgedrückt, welche der beiden gegeneinander bewegten Tafeln sich oben über die andere schiebt — hängt von Nebenumständen ab (Höhenlage, alte Bewegungsbahnen usw.) und ist nicht wesentlich. Die Schubrichtung steht ungefähr (d. i. abgesehen von der kleinen Coriolis-Ablenkung und ev. Stromstauungen) senkrecht zur Trennungslinie. Grenzen wir die betreffenden Gebiete in den Alpen ab, so gibt das ein ziemlich kleinstückliges Mosaik. Daß trotzdem ein großzügiger und einheitlicher Bau entstanden ist,

---

[9]) Vgl. dazu die ausführlichere Darstellung: SCHWINNER, R. Vulkanismus und Gebirgsbildung. Z. f. Vulkanol. Bd. V. S. 175 bis 230; auch SCHWINNER, R., Die Niedern Tauern. Geol. Rdsch. Bd. XIV, 1923, S. 159—160.

kommt daher, daß aus den mechanischen Impulsen, die entsprechend jenem Netz von Trennungslinien kreuz und quer durcheinander zu laufen scheinen, sich doch eine einheitliche Komponente heraussondert, die eines Zusammenschubs senkrecht zum Rand der Kontinentaltafel.

Anscheinend sind die ältesten Strukturlinien die NW—SO streichenden Massivreihen: Böhmerwald—Steirische Massive—Agram—Rhodope:Silvretta—Oetztal—Brixen—Asta—(Adriatis) usw. Aber schon zu Beginn unserer Geologischen Geschichte war das nicht mehr Richtung des Kontinentalrandes, jene Gebirgszüge liefen als Halbinseln und Inseln hinaus in die O—W sich erstreckende Tethys. Der Widerstreit jener alten Struktur gegen die jungen Faltungen, die mit W—O-Streichen der Hauptrichtung des Geosynklinalgebietes folgen, ist der Kern der tektonischen Geschichte der Alpen, besonders der älteren. Nach jeder Überwältigung durch die Faltung leben in den Ruhezeiten die alten Quersenken wieder auf (wie stratigraphisch vielfach zu belegen: Rhein—Etschbucht, Brenner, Radstädter Senke usw.) und manche unserer jüngsten tektonischen Linien wiederholen „posthum" jene älteste Streichrichtuung (Pöls-Lavantüberschiebungen, Brüche im mittelsteirischen Becken u. s. f.). Was die Ursache dieser ungeheuren Umwälzung war, welche die Struktur eines ganzen Erdteils umgekrempelt und einen Küstenstrich von ursprünglich echt atlantischen Typus in eine Art von pazifischen umgeformt hat, davon wissen wir wenig. Wir können nur vermuten, daß die Lage des Alpengebietes an der Ecke eines Kontinentalblocks, wo sich die von den anstoßenden Ozeanräumen ausgehenden Impulse kreuzen mußten, an der Komplikation schuld hat. Vielleicht werden wir klarer sehen, wenn der malayische Archipel genau bekannt sein wird, der heute sowohl in Gliederung als in der Lage an einer Ecke der Festlandsmasse ein recht gutes Bild dessen gibt, wie die Alpen noch im Mesozoikum ausgesehen haben dürften[10]).

Zusammenfassung: Grundgedanke dieser Darstellung ist die ernstliche Einführung des A k t u a l i t ä t s p r i n z i p s in die Alpentektonik. Der verwickelte Bau der Alpen ist aufzulösen in die Summe der Wirkungen einer Folge von vielen kleinen Rucken und Schüben, jeder einzelne

---

[10]) Vgl. auch DEECKE, W., diese Zeitschrift 1917, M. B. 44.

mit verhältnismäßig einfachem Bewegungsbild. Den Wechsel zahlreicher aber kurzer tektonischer Episoden mit langen Ruhezeiten bezeugen stratigraphische und morphologische Beobachtungen, gerade in den Ostalpen, die auch in anderer Hinsicht wegen ihres weniger gedrängten Baues sich zum Ausgangspunkt solcher Untersuchung eignen.

Der älteste erkennbare Zustand unseres Gebietes (vermutlich Algonkium) zeigt eine Anzahl Massive, die als Ausläufer alter NW—SO streichender Großfalten (des Böhmerwaldes usw.) in die große W—O-streichende Geosynklinalzone vorsprangen. Die Massive sind Gebiete der Hebung, die dazwischenliegenden Geosynklinalfurchen solche der Senkung, Sedimentation, aber auch nachträglicher Auffaltung. Die Hebungsgebiete werden durch Angliederung von Faltenzonen vergrößert, die Geosynklinale entsprechend verkleinert, schmale Senken können ganz ausgefaltet und benachbarte Massive derart zu größeren geschlossenen Massen zusammengeschweißt werden. Diese spielen weiterhin der Faltung gegenüber die gleiche Rolle wie die ursprünglichen Einzelmassive; nach Ausweis von Gefüge und Fazies der Gesteine sind große Teile der Zentralzone seit Paläozoikum, ja manche seit Ende Algonkium vielleicht, von tektonischer Durchbewegung nur mehr randlich ergriffen worden.

Die Intensität der Faltung ist in den lose gebündelten Ostalpen nicht überall die gleiche, viele Teile sind in mehr, minder primitiven, wenig ausgearbeiteten Stadien stehen geblieben, so daß es möglich ist, aus diesem Nebeneinander die Formenreihe mit Beispielen zu belegen, welche in der Entwicklung heftiger gestörter Gebiete nacheinander durchlaufen wird: einerseits vom horstähnlichen Koffer bis zur völlig abgelösten Schubmasse (ohne daß große Förderlänge dazu nötig gewesen wäre), andrerseits von der breiten, von Flexuren eingefaßten Mulde über Doppelfalte, Scherenfenster zur pseudoisoklinalen Einfaltung. Der Gebirgsbau entsteht nicht durch grundstürzende Umwälzung, die Umbildung ist so langsam und stetig, und sie schließt so eng an die einmal angelegten Leitlinien an, daß ganz alte Strukturen noch in der jüngsten Tektonik durchscheinen (und mittelbar daher in der Oberflächengestaltung), während andrerseits auch wieder jeder der vielen tektonischen Akte seine Eigenheit hat und einen jener Schnörkel zur Fassade des Baus beisteuert, deren Überwuchern die Erkennung der Grundlinien so schwer macht.

Dieser engen örtlichen Verknüpfung, welche die Faltung an die jeweilige Grenzzone zwischen Hebungs- und Senkungsgebiet bindet, an die älteren plutonischen Zentren die jüngeren Durchbrüche anreiht usw., wird am besten die Unterströmungstheorie gerecht, welche die Energie zur Gebirgsbildung aus dem unmittelbaren Untergrund stammen läßt. Das Verhalten der Kruste zur Wärmeabfuhr (Wasserkühlung der Geosynklinalen!) bewirkt Gleichgewichtsstörung und Instabilität im Untergrund, am stärksten im Grenzgebiet zwischen Hebungs- und Senkungszone; das führt zu Konvektionsströmungen, diese wieder zu Faltungen, naturgemäß eben in jener Grenzzone. Analog wie die Faltung an die Massivränder, binden die Wärmeverhältnisse im Untergrund die jungen an die vorausgegangenen plutonisch-vulkanischen Vorkommnisse. Hervorzuheben ist, daß sich Lage und Abgrenzung der Gebiete bestimmter geophysikalischer Eigenart seit geologischen Zeiten nicht viel geändert hat: die alten Hebungsgebiete funktionierten noch letzthin als solche, an die alten Intrusionen schließen sich die jüngeren Durchbrüche eng an, im Gebiet der ursprünglichen Geosynklinale findet man trotz deren starker Einengung noch einige große Senken. Die Oberfläche kann ihre Lage zu den Energiequellen der genannten Vorgänge nicht viel geändert haben: trotz Faltung muß jede größere Scholle in der Hauptsache noch auf demselben Stück des Untergrundes liegen wie anfangs — leicht verständlich, wenn beide im Verhältnis von Strom und Drift zu einander stehen, was in gewissem Sinne wohl auch noch als „autochthon" bezeichnet werden kann.

Damit ist umrissen, wie man die Beobachtungen über Gebirgsbau, Gesteinsgefüge, Oberflächengestaltung der Ostalpen zu einem einheitlichen Bild wird vereinigen können, wobei die Darstellung nur mit Vorgängen arbeitet, die einzeln durch unmittelbare Beobachtung belegbar sind. Die zugrunde gelegte geophysikalische Theorie ist in sich ohne Widerspruch, sie verwendet nur in der Physik schon lange eingebürgerte Begriffe und Bilder, überhaupt kann von der Annahme schwer vorstellbarer, ungeheuerlicher und katastrophaler Ereignisse gänzlich abgesehen werden.

Über weitere Vorkommen der interglazialen Eemfauna im nordwestdeutschen Küstengebiet.

Von Herrn W. WOLFF.

Nachdem Herr SCHÜTTE in Oldenburg, wie der Vortragende bereits früher erwähnt hat, im Jahre 1913 in Baggerproben aus der Nähe von Wangeroog sowie in einer Bohrung bei Horumersiel (in letzterer bei — 19,6 Meter NN) das Leitfossil der interglazialen Eemfauna *Tapes senescens* DOED. gefunden hat, sind neuerdings einige Funde in den Nachbargegenden hinzugekommen, die sämtlich darauf beruhen, daß die tiefen Priele und Wattströme interglaziale Schichten anschneiden, deren Schaleninhalt bei Sturmfluten auf die benachbarten Sände geworfen wird. Solche Fundpunkte sind die kleinen Wattinseln Mellum und Minsener Old Oog in der Außenjade. Gelegentlich einer Begehung des Strandes von Spiekeroog fand der Vortragende eine erhebliche Anzahl stark abgescheuerter Exemplare des von NORDMANN identifizierten *Tapes senescens* (der eine große diluviale Varietät des lebenden *Tapes aureus* darstellt) auf der ganzen Strandstrecke und dem Sandwatt, das von Spiekeroog bis nahe an Wangeroog reicht. Zweifellos wird sich die Muschel wohl auch auf andern ostfriesischen Inseln finden lassen und ein Zusammenhang zwischen ihrem Verbreitungsgebiet an der Jademündung mit demjenigen von Nordholland bestehen.

Herr PHILIPPSEN in Flensburg hat dem Vortragenden mitgeteilt, daß er *Tapes senescens* vom Boden des ungefähr 20 m tiefen Vortrapptiefes bei Hörnum an der Südspitze von Sylt erhalten hat. Auch dieses Tief dürfte somit in das Eem eingeschnitten sein, das unter den benachbarten Halligen, dem nordfriesischen und südwestjütischen Festlande weithin verbreitet ist. Herr PHILIPPSEN bezweifelt die Richtigkeit von ZEISES Ausdeutung zweier Bohrprofile auf der Hallig Oland, wonach dort das Alluvium bis in 33,6 bzw. 34,8 m Bohrtiefe (Ansatzpunkt ungefähr ÷ 4,4 m NN) hinabreichen und von 24 m abwärts eine Schichtenreihe umfassen soll, aus welcher Herr v. MARTENS folgende, durch Zeise ausgesonderte Konchylien bestimmt

hat: *Pecten* sp., *Venus* cf. *ovata* PENNANT, *Corbula gibba* OLIVI., *Tellina* sp. ind., *Turitella communis* RISSO., *Cerithium reticulatum* DA COSTA, *Chemnitzia* cf. *rufa* DA COSTA, *Aclis* cf. *Walleri* JEFFR., *Echinocyamus* sp. Der Vortragende hat bei Durchsicht der Bohrproben außerdem folgende Arten bestimmt: *Pecten varius* L., (ein Bruchstück), *Nucula* cfr. *sulcata* BROWN, *Cardium edule* L.? (Bruchstücke), *Venus gallina* L. juv., *Montacuta bidentata* MONTG., *Mactra subtruncata* DA COSTA (häufig), *Thracia papyracea* POLI. Hierdurch wird PHILIPPSENS Vermutung, daß es sich nicht um Ablagerungen der alluvialen, sondern der diluvialen Nordsee handelt, bestätigt. Die Fauna ist zweifellos Eem und die Grenze zwischen Alluvium und Diluvium unter Oland in eine Tiefe von höchstens 12 m unter NN hinaufzurücken.

Auch bei Klanxbüll ist neuerdings in einer durch den Bahnbau nach Sylt verursachten Wasserbohrung das Eem in normaler Tiefe und mit reicher Fauna angetroffen. NORDMANN, JESSEN und MILTHERS weisen in ihren „quartär-geologischen Beobachtungen" auf Sylt (Meddelelser fra Dansk geologisk Førening, Bd. 6, Nr. 15) den Eemablagerungen einen Platz im vorletzten Interglazial der kimbrischen Halbinsel an, wobei sie vier Vereisungen annehmen. Der Vortragende hält die dafür aus neueren Bohrergebnissen auf dänischem Gebiet abgeleiteten Beweise noch nicht für abschließend. Grade die Lagerungsverhältnisse auf Oland, wo das Eem nur von feinem Sand und nicht von einer Moräne oder den Erosionsresten einer solchen bedeckt wird, sprechen mehr dafür, daß es lediglich älter ist als die jüngste Vergletscherung, die das westliche Schleswig nicht erreicht hat. Immerhin ist die Gliederung der nordwestdeutschen Interglazialvorkommen noch in der Schwebe. Man könnte sich im Anschluß an die Gedankengänge der dänischen Forscher vorstellen, daß der marinen Eemstufe etwa die Süßwasser-Interglazialbildungen der Lüneburger Heide entsprächen und daß diese dann älter seien, als das junge Süßwasserinterglazial von Brörup, Hohenwestedt, Schulau, Winterhude und Lauenburg. Indessen ist dafür ein Beweis bisher noch nicht vorgebracht.

Zur Diskusion[1]): Herrn GAGELS Ansichten und Beweise für die Einordnung des Eem in das vorletzte Interglazial waren mir bekannt. Ich habe die sehr kleinen Proben des

[1]) Vgl. C. GAGELS Angriffe.

hangenden Geschiebemergels aus den von ihm ins Treffen geführten beiden Bohrungen am Kaiser-Wilhelm-Kanal seinerzeit besichtigt und nicht die Überzeugung gewonnen, daß sie über jeden Zweifel zuverlässig sind. Nach meinen Erfahrungen unterlaufen den wissenschaftlich gleichgültigen Bohrmeistern recht oft Verwechslungen in der Probenfolge. Der Baggermeister hat mir versichert, daß er niemals über, sondern stets nur u n t e r den Eemschichten Geschiebemergel angetroffen habe; aus Herrn GAGELS Darstellung geht ja auch hervor, daß dieser an den kritischen Stellen nur der Förderung von Geschiebemergel, nicht aber von Eem persönlich beigewohnt hat.

Die Lagerungsverhältnisse des marinen Diluviums in Westpreußen habe ich nicht sicher zu entwirren vermocht. Ich möchte deshalb keine Schlüsse darauf aufbauen. Meinen Irrtum bezüglich der Unionenlagerstätte von Ostrometzko habe ich schon vor einigen Jahren dem Bearbeiter der IV. Auflage von WAHNSCHAFFES Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Tieflandes, Herrn F. SCHUCHT, mitgeteilt. Er ist dort Seite 357 berichtigt. Es ist aber gut, wenn Herr GAGEL ihn nochmals, und nun sicherlich endgültig, beseitigt.

Auch über das Interglazial der Hamburger Gegend habe ich mich in meiner „Erdgeschichte Schleswig-Holsteins" (S. 45) mit klaren Worten ausgesprochen. Herr GAGEL möge sich einmal nachdrücklich geraten sein lassen, gründlicher zu lesen und weniger zu kritisieren.

Erdöl- und Asphaltaustritte in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern des mittleren Magdalenentals (Kolumbien).

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 8. November 1923.)

Von Herrn OTTO STUTZER.

(Mit 2 Textfiguren.)

Im mittleren Magdalenental (Kolumbien) traf Vortragender Eruptivgesteine und kristalline Schiefer, aus welchen Erdöl und flüssiger Asphalt austrat. Im folgenden seien diese Verhältnisse erläutert.

Die geographische Lage des Gebietes. Das Gebiet liegt auf der linken Seite des Magdalena zwischen den Dörfern Nare und Puerto Berrio. Die Asphaltzone ist 5 bis 8 Kilometer vom Magdalena entfernt. Sie ist etwa 10 Kilometer lang. Abseits des Magdalena ist die Gegend unbewohnt. Nur am Nordende liegen zwei Hütten. Die Bahn von Puerto Berrio nach Medellin, der Hauptstadt Antioquiens, läuft einige Kilometer weiter nördlich.

Das Gelände ist am Ufer des Magdalena eben, an der Angostura wellig, abseits des Magdalena hügelig. Die Ölzone liegt am Fuße der Mittelkordillere, mehrere Bäche durchfließen sie. Die Bäche haben kristallklares, gesundes Wasser. Urwald bedeckt alles. Wege gibt es nicht, man muß sie schlagen. Nur von den beiden Hütten am Nordende der Zone läuft — schon außerhalb des Ölgebiets — je ein Maultierpfad zur Bahnlinie.

Überblick über den geologischen Aufbau. Das mittlere Magdalenental ist ein Teil des Grabeneinbruches zwischen Ostkordillere und Mittelkordillere. Auf der Ostkordillere trifft man Sedimente der Kreidezeit, die Mittelkordillere besteht vorwiegend aus kristallinen Gesteinen. Die westliche Randspalte des Magdalenengrabens läuft durch die Ölzone. Sie scheidet die kristallinen Gesteine der Mittelkordillere von den jungen Sedimenten des Magdalenentales. Ihre Richtung ist N-O.

Die Sedimente des Magdalenengrabens bestehen aus Tonen und Sandsteinen, die in mehrfachem Wechsel aufeinanderfolgen. Die Schichtenfolge heißt Honda-Formation. Sie liegt diskordant auf einer anderen Schichtenfolge von Tonen und Sandsteinen, welche auf der anderen Seite des Magdalena gut aufgeschlossen ist und zwar in einer Vorkordillere, die den Namen La Plaz hat. Die Schichtenfolge wurde „La Plaz" bezeichnet. Die La-Paz-Schichten liegen diskordant auf Oberer Kreide (Guaduas). Versteinerungen kennt man in den La-Paz Schichten nicht. In Tonen der Honda-Schichten findet man einige Blätter und verkieselte Hölzer[1]). Honda-Schichten und La-Paz-Schichten gleichen einander. Die Sandstein oder Honda-Schichten enthalten aber Andesitmaterial, meist Aschenmaterial, den La-Paz-Schichten fehlt dieses.

[1]) Herr SCHÖNFELD in Dresden bearbeitet diese Hölzer. Er wird einige Mitteilungen hierüber veröffentlichen.

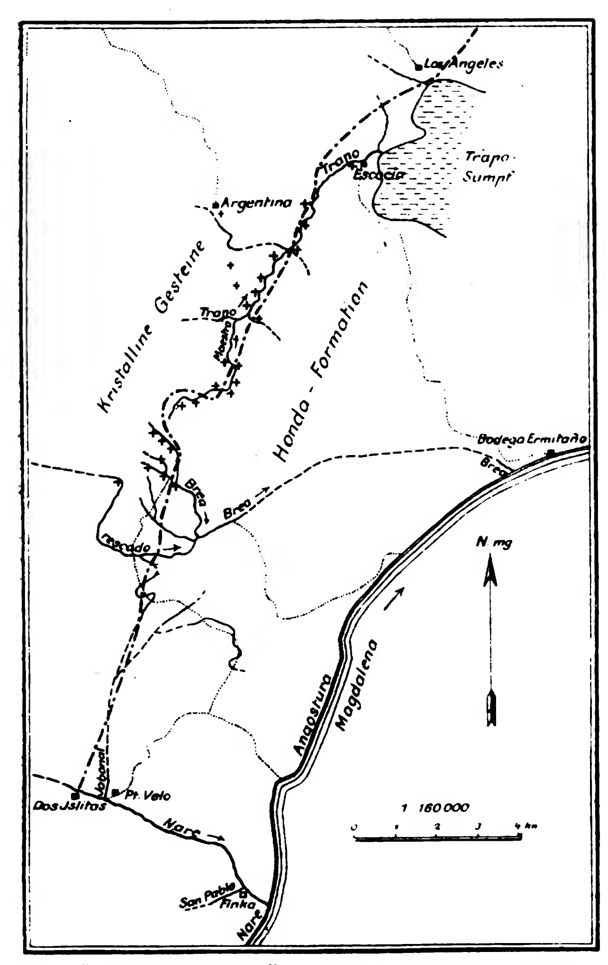


Fig. 2. Überblick über die Öl- und Asphaltaustritte nördlich Nare im mittleren Magdalenental. Nach topographischer Aufnahme des Verfassers. Deklination 1922 etwa $2^1/_2$ Grad West. Signaturen: Strich — Punkt — Strich = Grenze zwischen kristallinem Gestein und Honda-Formation. Kreuz = Öl- und Asphaltaustritt. Feinpunktiert = Maultierwege, angelegt oder neu aufgeschlagen vom Verfasser.

In dem Gebiete gibt es kristalline Gesteine, Honda-Schichten und Alluvionen.

Unter den kristallinen Gesteinen herrscht Granit und Diorit vor. Den Trapo abwärts trifft man auch Gabbro. Neben Eruptivgesteinen gibt es zahlreiche Vertreter kristalliner Schiefer. Im Nordteil des Gebietes und in der nördlichen Fortsetzung herrschen kristalline Quarzite vor, im Südteil sind sie seltener. Charakteristisch ist auch Graphitgneis, Marmor und Phyllit. Am Wasserfall der westlichen Brea ist Tonschiefer als Scholle im Granit eingeschlossen. Alles deutet darauf hin, daß die Eruptivgesteine jünger sind als die Sedimente, aus denen die kristallinen Schiefer hervorgingen. Für eine Altersbestimmung der ehemaligen Sedimente fehlen Anhaltspunkte. Man weiß nicht, ob sie umgewandelte Kreidesedimente sind, oder ob sie älteren Formationen angehören.

Die Honda-Formation besteht aus Sandsteinen und Tonen. Die Sandsteine zeigen ausgeprägte Diagonalstruktur. In der obersten Schichtenfolge führen sie charakteristische, schwarze Kieselgerölle. In Tonen einer tieferen Lage gibt es braune verkieselte Hölzer. Dieselben sind sehr widerstandsfähig. Infolgedessen bleiben sie oberflächlich liegen und reichern sich an. Bisweilen erreichen die verkieselten Baumstämme Form und Größe von Fünfundzwanzigliterfässern. In der Asphaltzone ist infolge des Ostfallens der Schichten die etwas tiefere Stufe mit verkieselten Baumstämmen vertreten, während die höhere Stufe mit schwarzen Kieselgeröllen weiter östlich am Magdalena (Angostura) aufgeschlossen ist. Der Ton der Honda-Formation ist grau und plastisch. Der Sandstein ist mürbe und fein- bis mittelkörnig. Er ist grüngrau. In frischem Anbruch zeigt er häufig eine intensive grünlich-blaue Farbe, welche in wenigen Tagen wegwittert (organische Färbung?). Im Sandstein fallen kleine schwarze, häufig grünschwarze Körnchen und matte, porzellanartige, weiße Körnchen auf. Unter dem Mikroskop erkennt man Feldspat, Hornblende und glasige Bestandteile, alles von Andesiten stammend. Das Gestein kann als vulkanischer Tuffsandstein bezeichnet werden.

Als jüngste Bildung bedecken Gehängeschutt, Kies, Sand und Geröll alles ältere. Neben den Absätzen jetziger Bäche findet man auch mächtige Alluvionen früherer Zeiten, vermutlich der Pluvialzeit. Die Sande und Schotter stammen

von der goldreichen Mittelkordillere. Es ist daher nicht erstaunlich, daß die Kiese und Sande überall Gold enthalten.

Die Tektonik des Gebietes ist im großen betrachtet einfach. Durch das Gebiet zieht die westliche Randspalte des Magdalenengrabens in N—NO-Richtung. Sie scheidet kristalline Gesteine und Honda-Formation. Die Honda-Schichten sind schwach aufgerichtet; sie fallen 5 bis 8 Grad nach Osten ein. Nördlich und südlich liegen die Honda-Schichten flach, sowohl am Ufer des Magdalena, als auch am Fuße der Kordillere. Am Magdalena läuft die aufgerichtete Zone vom Südende der Angostura bei Nare[2]) bis Bodega Ermitaño. An beiden Stellen müssen SO—NW streichende Querverwerfungen bestehen, an welchen die nördlich und südlich angrenzenden Gebiete flach abgesunken sind, während das Mittelstück hängen blieb und eine Aufrichtung erfuhr. Auch auf der rechten Seite des Magdalena ist ein Ostfallen der Schichten erkennbar. Im einzelnen zeigt der Aufbau der Schichten mehrere Unregelmäßigkeiten, die bei Aufschließung der Zone von Bedeutung sind, hier aber nicht weiter interessieren.

Der Einbruch des Magdalenengrabens ist nach Ablagerung der obersten Kreide (Guaduas[3]) und vor Ablagerung der Honda-Schichten erfolgt. Am Fuße der Mittelkordillere liegen Honda-Schichten an einzelnen Stellen diskordant auf kristallinem Gestein[4]). Das Absinken des Magdalenentals hielt nach Ablagerung der Honda-Schichten noch an. Es beweist dies das Ostfallen der Schichten und die im Bache El Maestro aufgeschlossene Dislokationsbreccie.

---

[2]) Die Angostura, die Enge von Nare, beginnt dort, wo die südliche O—W-Störung den Magdalena überquert. Ihre Entstehung ist auf diese Störung zurückzuführen. Vor den aufgerichteten Sandsteinen und Tonen staut sich der Magdalena, bildet eine große Weitung und tritt dann in die enge Angostura ein, die wegen ihrer starken Strömung und ihrer Sandsteinklippen von der Schiffahrt gefürchtet ist.

[3]) **Inzwischen war Verfasser in Venezuela. Er hält jetzt die Guaduas-Schichten für Eocän. In Venezuela liegen kohleführende Eocänschichten, charakterisiert durch eocäne Foraminiferen, konkordant auf Kreide.**

[4]) Man sieht dies im Unterlauf des Trapo. Auch zwischen Pescado-Wasserfall und Brea-Wasserfall liegen mitten im kristallinen Gebiet inselartige Reste der Honda-Formation. Etwas weiter nördlich, bei Puerto Berrio sieht man Eruptivgesteine die Honda-Formation durchragen. Sie werden in einem Steinbruch abgebaut.

Außerhalb unseres Gebietes sind Honda-Schichten auch gefaltet.

Selbst heute findet noch ein Absinken im mittleren Magdalenentale statt. Langsam ertrinkende Hügellandschaften in Waldsumpfgebieten und ertrinkende Täler am Fuße der Mittelkordillere bezeugen dies. Auf diese Vorgänge ist Verfasser in einem Aufsatz in PETERMANNS Geographischen Mitteilungen[5]) eingegangen.

Austritt von Erdöl und Asphalt. Erdöl und Asphalt tritt aus kristallinen Gesteinen und aus Sandstein aus. Alle Austritte liegen nahe der großen Randverwerfung, teils rechts, teils links derselben. Im kristallinen Gestein liegen Asphaltaustritte bis anderthalb Kilometer von der Verwerfung entfernt.

Öl tritt aus verschiedenen kristallinen Gesteinen aus. Durchforscht man das Gebiet von Süden nach Norden, so trifft man am Wasserfall des Baches Pescado einen frischen Dioritgneis, dem auf Spalten in geringer Menge flüssiger Asphalt entsickert. Der Pescado fließt in die Brea. Der Name weist auf Erdpech hin. Der Wasserfall des westlichen Quellbaches der Brea stürzt wie der Pescado über harten Dioritgneis. Zähflüssiger Asphalt quillt aus mehreren Spalten des Gneises. Am Fuße des Wasserfalles hat sich in einer Pfütze dickflüssiger Asphalt angesammelt. Geht man den Bach hinauf, so sieht man an vielen Stellen Asphalt aus kristallinem Gestein austreten. Zweige und Gräser am Bachrande zeigen einen Ölüberzug. Auf lange Strecken hin ist der Boden des Baches asphaltiert. Ähnliches zeigt der östliche Quellbach der Brea Sein Wasserfall stürzt über harten Gneisgranit. Hier und weiter bachauf tritt Asphalt aus Granit aus.

Geht man vom Wasserfall der Brea zum Trapo, so folgt man einer Nebenquebrada, die El Maestro getauft wurde. Diese Quebrada läuft in der Randverwerfung, sie bald rechts, bald links überquerend. Der Bach hat gute Aufschlüsse; er fließt bald in Honda-Schichten, bald in kristallinem Gestein. Verwerfungsbreccien zwischen Quarzit und Ton sind aufgeschlossen. Der Bach zeigt an vielen Stellen Ausbisse eines asphaltierten Ölsandsteines. Stellen-

[5]) O. STUTZER, Geographische und geologische Beobachtungen an Flüssen und Bächen des mittleren Magdalenentals (Kolumbien) (Im Druck.)

weise ist das Bachbett ganz mit schwarzem Asphalt bedeckt.

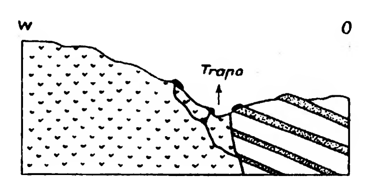
Die größten Ölausbisse des Gebietes liegen am Trapo. kurz unterhalb der Einmündung der Quebrada El Maestro, unterhalb des großen Trapo-Wasserfalles. Dunkelbraunes Öl schwimmt hier in Fladen auf dem Wasser und treibt flußab. Stehendes Wasser zeigt dünne irisierende Häute von Petroleum. Kräuter und Zweige sind vielfach bis Hochwasserhöhe mit Asphalt behangen. Öl und Asphalt sickern aus Quarzit, kristallinem Kalkstein und Phyllit hervor. Eine kleine Nebenquebrada zeigt an ruhigen Stellen Ansammlungen dicken Erdöls. An ihrem Ufer tritt Asphalt aus kieseligem Gestein aus. Dann folgt östlich ihr Wasserfall über harten Quarzitfels, und dann kommt die Honda-Formation mit Sandsteinen und Tonen. Die Sandsteine führen z. T. Öl und Asphalt, die Tone verkieseltes Holz.

Der Trapo fließt jetzt weiter in nordöstlicher Richtung, die ersten tausend Meter über kristallines Gestein. Aus Granit, Gneisgranit und Quarzit tritt Asphalt hervor. Dann läuft der Trapo zwischen kristallinem Gestein und Honda-Schichten, zuletzt nur in Honda-Schichten. Untersucht man das kristalline Gebiet westlich des Trapo. so findet man in der Richtung zur Finka „Argentina“ weitere Asphaltaustritte. Asphalt sickert in geringer Menge aus kristallinem Fels. Der entfernteste Austritt liegt etwa anderthalb Kilometer Luftlinie vom Trapo und der Verwerfungslinie entfernt.

Öl und Asphalt treten nicht immer direkt aus Spalten zutage. Oft sind die Austrittsstellen unter Verwitterungsgrus, Gehängeschutt, Sand, Kies oder groben Geröllen vergraben. Erdöl und Asphalt dringen dann in diese lockeren Ablagerungen ein, durchtränken sie und kommen an irgend einer Stelle als Öl- oder Asphaltquelle zum Vorschein. Oft trifft man solche Stellen am Gehänge. Erstarrte Asphaltströme ziehen dann das Gehänge hinab und gelangen in kleine Bachläufe, wo sie ein Asphaltdelta bilden. Der flüssige Asphalt verkittet im Bache Kiese und Sande. Es entsteht so ein Asphaltboden. Beim Fallen eines Hochwassers bleiben Öl und Asphalt randlich an Gräsern und Zweigen hängen. Lange nach dem Hochwasser kann man an Ölbezügen noch die Höhe des Hochwassers erkennen.

Durchtränkt Öl Sande und Kiese, so entstehen Ölsandsteine, die von Ölsandsteinen der Honda-Schichten schwer zu unterscheiden sind. Erst eine genaue Untersuchung der Einschlüsse zeigt, ob ein Ölsandstein der Honda-Formation, ein verfestigter Verwitterungsgrus, ein verfestigter Gehängeschutt oder ein verfestigter alluvialer Sand oder Kies vorliegt.

Am Trapo scheinen auch A u s b l a s u n g e n von Gas und Erdöl vorzukommen. Neger, welche auf Jagd die Gegend besuchten, berichteten, daß in trockenen Zeiten man bisweilen ein lautes Heulen und Pusten hört, ähnlich wie von einem Magdalenendampfer. Eilt man zu solchen Stellen hin, so sieht man die Bäume bis hoch hinauf mit Öl



Höhenmaßstab 1:20000.
Längenmaßstab 1:80000.

Fig. 1. Schematischer Schnitt durch den Unterlauf des Trapo. Im Westen kristallines Gestein, im Osten Honda-Formation. Die Verwerfungsspalte ist durch Ton verstopft. Auf Spalten dringt Öl aus den Ölsandsteinen in die kristallinen Gesteine ein und an geeigneten Stellen aus.

bespritzt. Solche Ausblasungen sollen an Stellen erfolgen, wo Asphalt liegt. Die Aussagen scheinen glaubwürdig.

Asphalt und Öl kann man an Austrittsstellen entnehmen. Der Asphalt wird seit langen Zeiten schon von Anwohnern des Magdalena zum Dichten der Boote geholt. Wie die meisten Asphaltfelder, sind auch diese Trapo-Asphalte keine Neuentdeckung.

W i e s i n d d i e A s p h a l t a u s t r i t t e a u s k r i s t a l l i n e m G e s t e i n n u n z u d e u t e n? Bei einer Beantwortung dieser Frage muß man summarisch noch einmal das Charakteristische sich vor Augen führen, und dann auf die anderen Erdölaustritte im Magdalenental hinschauen. Charakteristisch ist folgendes: Asphalt und Erdöl treten a u s d e n v e r s c h i e d e n s t e n k r i s t a l l i n e n G e s t e i n e n

aus, — die Austritte liegen in der Nähe einer Verwerfung, — auf der anderen Seite der Verwerfung tritt Erdöl und Asphalt aus Sandsteinen der Honda-Formation aus, — die Asphaltaustritte aus kristallinem Gestein liegen nahe der Störungslinie, nur an einer Stelle bis eineinhalb Kilometer entfernt.

Da die Honda-Formation auch an anderen Stellen des Magdalenentales Erdöl führt, so ist die einzige zulässige Erklärung die, daß das Erdöl aus tieferen Ölsandsteinen der Honda-Formation auf Spalten in das kristalline Gestein eingewandert ist und hier nun austritt. In den südlich und nördlich anschließenden Gegenden sind die Honda - Schichten flach gelagert, hier treffen wir Asphalt und Öl nicht. Vorbedingung zu dem Austritte in unserem Gebiet war also die Aufrichtung der Honda-Schichten, in welchen das Öl aufsteigen konnte bis zur Verwerfungskluft, die durch Ton abgedichtet ist, wo es dann halt machte, sich anreicherte und bei Gelegenheit an der Oberfläche austrat.

Das aus den kristallinen Gesteinen austretende Öl stammt also aus den Honda-Schichten. In den Honda-Schichten befindet sich das Öl wohl auf sekundärer Lagerstätte. In einem in der Zeitschrift „Petroleum" gegebenen Überblick über die Petroleumlagerstätten des Magdalenentales hat der Verfasser[6]) ausgeführt, daß alles Öl in Kolumbien wahrscheinlich den Villeta-Schichten, d. h. der Unteren Kreide entstammt.

---

[6]) O. Stutzer, Über Erdöllagerstätten im Magdalenental (Kolumbien). Zeitschrift „Petroleum", 1. Mai 1923. S. 407—412.

Über *Fusus trilineatus* Sow. und *Fusus multisulcatus* Nyst.

(Erörterung zum Vortrag von Herrn C. Gagel in der Sitzung am 10. Januar 1923.)

(Hierzu Tafel II.)

Von Herrn P. G. Krause.

Der Vortrag des Herrn Gagel ging von der Voraussetzung aus, daß *Fusus multisulcatus* Nyst und *Fusus trilineatus* J. Sow., weil sie wahrscheinlich ident oder zum mindesten äußerst nahe verwandt und ähnlich seien, ebenso wie *Leda Deshayesiana* Duch. als Leitfossilien nicht mehr brauchbar seien. Sie kämen ebenso wie im Septarienton auch im Eocän vor. Hinsichtlich der *Leda* hat Herr Oppenheim schon mit Recht dem widersprochen. Ich will nur bemerken, daß diese *Leda* ja auch im Septarienton von Hessen, vom Niederrhein und in Flandern (im Gebiet des Rupelflusses) sich findet ebenso im Meeressande (Mainzer Becken usw.).

Bezüglich der beiden *Fusus*-Arten hat sich Herr Gagel neben Nyst hauptsächlich auf Beyrich als anerkannte Autorität auf dem Gebiete der Tertiär-Konchylien berufen. Nyst hielt zunächst den *Fusus multisulcatus* für eine Abänderung des *Fusus trilineatus*. Nach ihm hat auch Morris zwar die Ähnlichkeit beider untersucht und bestätigt, die Übereinstimmung aber zweifelhaft gelassen, wie Beyrich[1]) bemerkt. Beyrich spricht sich dort nicht bestimmt darüber aus, nimmt aber Sowerbys Namen *trilineatus* nicht in seine Synonymenliste auf. Er unterscheidet mehrere Abänderungen, die von gleichem geologischen Alter seien, von denen die eine, die des echten *Fusus multisulcatus*, im echten Septarienton u. a. bei Freienwalde vorkomme, während eine andere, die man etwa als *trilineatus* bezeichnen könnte, dort gerade fehle.

Nun habe ich vor Jahren unter den Septarientonfossilien von Freienwalde a. O. in der Sammlung der Forst-

[1]) Beyrich: Die Konchylien des norddeutschen Tertiärgebirges, S. 280.

lichen Hochschule in Eberswalde einen *Fusus* gefunden, den ich für den *trilineatus* hielt. Da es mir an Vergleichsmaterial fehlte und es eine gute benutzbare Abbildung nicht gab, so wandte ich mich schließlich an R. BULLEN NEWTON mit der Bitte, das Stück mit dem Material des Britischen Museums zu vergleichen. Er entsprach dem freundlichst und kam zu der Überzeugung „that it is closely allied to *Streptolathyrus trilineatus* J. Sow. sp. The spiral lines are however more prominent in the British formes and the whorls of our specimen seem to possess rather more inflation, otherwise the forms are very close". Es sind also wohl, wenn auch nicht bedeutende, Unterschiede zwischen den englischen Stücken und dem Freienwalder Stück vorhanden durch das stärker betonte der Spirallinien der englischen Stücke und durch die etwas mehr aufgeblasenen Umgänge bei dem deutschen Stück, das leider infolge Ausfüllung seines Hohlraums durch Schwefeleisen die inneren Streifen auf der Innenseite der Außenlippe nicht erkennen läßt.

Wie erheblich übrigens der Unterschied zwischen den beiden in Rede stehenden Arten ist, geht ja ohne weiteres auch daraus hervor, daß COSSMANN[2]) sie in zwei verschiedene Untergattungen *Euthriofusus (multisulcatus)* und *Streptolathyrus (trilineatus)* einreiht.

Das Vorkommen des *Fusus trilineatus* bei Freienwalde spricht also wohl außer anderen Anzeichen (Phosphoritknollen) dafür, daß wir hier neben dem Septarienton noch Eocänton in die Tonmasse eingefaltet anzunehmen haben.

Bei dem schon betonten Mangel an guten Abbildungen des *Fusus trilineatus* stelle ich hier ein paar englische Photographien, die mir damals R. BULLEN NEWTON zur Verfügung gestellt hatte, von der Insel Sheppy in Kent und aus dem Londonton des Highgatetunnels in London mit den Bildern zweier typischer *Fusus multisulcatus* und des Freienwalder Exemplars von *Fusus* aff. *trilineatus* zusammen. Die Abbildungen lassen deutlich die nicht unbeträchtlichen Unterschiede der beiden Formen erkennen. Da Herr OPPENHEIM seinerseits noch näher auf diese Frage eingehen wird, so sehe ich von einer eingehenden Beschreibung des Stückes hier ab, um nicht den Rahmen des in der Sitzung Gesagten zu überschreiten.

---

[2]) COSSMANN: Ess. Pal. comp. IV, 1901.

Über das Verhältnis von *Fusus trilineatus* Sow. zu *Fusus multisulcatus* Nyst.

Von Herrn Paul Oppenheim in Berlin-Lichterfelde.

In der Januarsitzung unserer Gesellschaft hat Herr C. Gagel[1]) sich bemüht nachzuweisen, daß der *Fusus multisulcatus* Nyst, den man bisher für eine charakteristische Leitform des Mitteloligocän, zumal des Septarientons, in Norddeutschland und Belgien angesehen hatte und zwar für derart leitend, daß er weder im Unteren[2]) noch im Oberen Oligocän auftritt, also wenigstens in den erwähnten Bereichen seine Lebensdauer innerhalb der Grenzen dieser Periode erschöpft, schon im untereocänen Londonton einsetze und von dem aus diesem beschriebenen *Fusus trilineatus* Sowerbys nicht zu trennen sei. Ich habe meine Bedenken gegen diese Auffassung bereits in der sich an den Vortrag anknüpfenden Erörterung dargelegt[3]), naturgemäß aber doch nur in großen Zügen und ohne nähere Einzelangaben. Inzwischen habe ich auf meine Bitte durch das freundliche Entgegenkommen des Herrn Dr. F. A. Bather, Deputy Keeper im Britischen Museum, dem an dieser Stelle dafür verbindlichst gedankt sei, eine Photographie der anscheinend sehr seltenen Form von Highgate erhalten und wird an der Hand dieser leicht der Beweis zu führen sein, daß die Behauptungen Gagels sich nicht aufrecht erhalten lassen, und daß Cossmann vollauf berechtigt war, die

---

[1]) Vgl. auch die ausführlichere Wiedergabe dieses Vortrags in dieser Zeitschrift, 75, Monatsber. S. 14 bis 17.

[2]) In der von Bosquet in Dewalques: Prodrome d'une description géologique de la Belgique, IIe éd., Bruxelles 1880, gegebenen Fossilliste wird *Fusus multisulcatus* Nyst S. 466 auch aus dem „Rupélien inférieur" angegeben. Es sind dies Äquivalente der Sande von Fontainebleau und Versailles im belgischen Limburg, die nach unserer Auffassung auf Grund ihrer Fossilführung schon zum Mitteloligocän gerechnet werden müssen.

[3]) Vgl. Diese Zeitschr., 75, 1923, Monatsber. S. 2 und 3. Leider ist infolge eines lapsus calami meinerseits hier überall statt „*trilineatus*" *Fusus tristriatus* gedruckt worden.

beiden erwähnten Fusiden nicht nur artlich, sondern sogar subgenerisch getrennt zu halten.

Fusus trilineatus wurde als *Murex* 1818 von James Sowerby in der Mineral Conchology of Great Britain beschrieben[4]): Es ist bemerkenswert, daß weder die Diagnose selbst noch die sich an sie schließende ausführlichere Darstellung die wesentlichen Momente wiedergibt, welche diese Form von der jüngeren unterscheiden. Es müßte denn sein, daß nach der Angabe des Verfassers jedes der schmalen transversalen Skulpturbänder undeutlich in drei Streifen („threads") zerlegt sei. Allerdings wird die Gestalt mit derjenigen der neogenen und rezenten *Euthria cornea* L. verglichen, was für sie durchaus berechtigt ist, aber auf den *Fusus multisulcatus* Nyst, mit seinem langen geraden Siphonalstiel und dem vorn nicht zur Seite gedrehten Kanal nicht passen würde. Nyst war nun der erste, welcher in der Form des Septarientons von Boom bei Antwerpen die englische Art wiedererkennen zu müssen glaubte; er beschrieb sie schon 1835 in seinen „Recherches sur les Coquilles fossiles de la province d'Anvers"[5]) als *Fusus trilineatus* Nob, weil er, getreu den Gewohnheiten der Zoologen jener Periode, durch die Übertragung auf eine andere Gattung zugleich die Vaterschaft für die Art selbst erlangt zu haben meinte, ein übrigens in neuerer Zeit leider wieder auftauchender Standpunkt, auf dessen Unhaltbarkeit von uns des wiederholten hingewiesen wurde; er fügt aber das Sowerbysche Zitat als Synonym hinzu, so daß nach dieser Richtung hin kein Zweifel bestehen kann, wie Nyst andrerseits von der vollkommenen Übereinstimmung zwischen den Tonen von Boom und dem Londonton tatsächlich überzeugt ist; es geht dies klar aus dem das Werkchen einleitenden Vorwort hervor. Die Beschreibung selbst des *Fusus trilineatus* von Boom[6]) enthält nicht allzuviel Neues. Indessen mag doch darauf hingewiesen sein, daß Nyst von einem „canal droit pointu" spricht, was wohl für den *Fusus multisulcatus* stimmt, nicht aber für die ältere Form, bei welcher, wie wir sahen, der von Sowerby vorgenommene Vergleich mit *Euthria cornea*

---

[4]) a. a. O., I, S. 80, Tafel XXXV, Fig. 4 und 5.

[5]) a. a. O., S. 30 Nr. 32.

[6]) Description des Coquilles fossiles de l'argile de Basele, Boom, Schelle etc. Mém. de l'Académie Royale des Sciences et Belles Lettres de Bruxelles. XI, 1837. S. 18 des Sep., Tafel III, Fig. 1 und 2.

L. ähnliches ausschließt, und daß er die Schwierigkeiten in der Bestimmung für seine Art betont angesichts der großen Menge von Pyrit, den sie gewöhnlich einschlösse, woraus man wohl auf eine nicht gerade allzu günstige Erhaltung seiner Originale zu folgern berechtigt sein düfte. Im Gegensatz zu NYST hat nun zwei Jahre später, 1837, L. DE KONINCK in dem *Fusus* des Septarientons eine neue Art erkannt und sie als *Fusus lineatus* eingehender beschrieben. Nach DE KONINCK unterscheide sich diese Art auf den ersten Blick („à la première inspection") durch das gänzliche Fehlen des Merkmals, welchem die englische Form ihren Namen verdanke. Es kann also bei ihr von „*triline-atus*" nicht die Rede sein, und deshalb wird „*lineatus*" vorgezogen. Im übrigen steht in der Diagnose: „Testa elongata", womit das übrigens unrichtige „Cauda brevi" nicht recht im Einklang stehen dürfte.

Leider ist aber der Name *Fusus lineatus* bereits vergeben, und so sieht sich NYST in seinem grundlegenden Werk, der Beschreibung der Tertiärfossilien Belgiens, 1845, genötigt, für die Art von Boom usw. die neue Bezeichnung *Fusus multisulcatus* zu schaffen[8]). Er leitet die Beschreibung allerdings ein mit den Worten: „Jl est encore douteux pour nous que cette coquille ne soit pas le *Fusus trilineatus* de SOWERBY, malgré ce qu'en dit M. DE KONINCK. Mais n'ayant pu nous procurer cette espèce de l'Angleterre, nous préférons dans le doute lui assigner une nouvelle dénomination". Wir sehen hier klar, daß auch NYST die Art des englischen Londontons n i e g e s e h e n h a t, wenigstens nicht vor 1845, dem Zeitpunkt der Entstehung des Ausdrucks *Fusus multisulcatus*, und daß er die früher von ihm vorgenommene Vereinigung nicht mehr aufrecht erhält. Er erkennt den Zweifel und die Möglichkeit eines Irrtums selbst an, die ganze Stelle klingt wie ein Rückzugsgefecht. In der Diagnose wird von „cauda brevi **recta**" gesprochen, diese letztere sehr wichtige Beobachtung aber merkwürdigerweise in der Beschreibung nicht wiederholt, hier steht nur: „terminée par un canal court". Die Abbildung

---

[7]) Durch QUOY und GAIMARD in Voyage de l'astrolabe. Tafel XXXIV, Fig. 6 und 8.

[8]) P. H. NYST: Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. Mém. couronnés et mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie Royale des Sciences et Belles lettres de Bruxelles. XVII, 1843 und 44. Bruxelles 1845. S. 494, Tafel XIII, Fig. 1.

der Form ist wie bei de Koninck kenntlich, aber im einzelnen wenig glücklich, zumal hinsichtlich des Kanals, der wohl augenscheinlich zerbrochen war und daher zu kurz ist, auch leicht gekrümmt gezeichnet wird.

Drei Jahre später, 1848, gibt dann E. Beyrich[9]) in seiner ersten, im allgemeinen heute leider zu wenig benutzten Beschreibung der märkischen Tertiärfossilien den *Fusus multisulcatus* Nyst auch aus Norddeutschland an. Er schreibt darüber: „Nyst glaubte früher, wahrscheinlich mit Recht, daß die Art übereinstimme mit Sowerbys *Murex trilineatus* aus dem englischen London-Clay ...... Der ältere Speziesname Sowerbys wird wieder angenommen werden müssen, wenn eine Vergleichung englischer Stücke die so wahrscheinliche von Nyst vermutete Übereinstimmung wird gezeigt haben".

Geht schon aus diesem letzteren Satz hervor, daß Beyrich selbst die englische Art nicht durch Autopsie kannte, so wird diese Auffassung durch die noch eingehendere Beschreibung, welche der *Fusus multisulcatus* 1857 in den „Konchylien des norddeutschen Tertiärgebirges" erhält[10]), nur bestätigt. Beyrich verhält sich hier in der uns beschäftigenden Frage des Verhältnisses der beiden Arten noch viel vorsichtiger und ausschließlich referierend. Er fügt zwar an neuem hinzu, daß „die Ähnlichkeit" dieser Formen „auch von Morris bestätigt wurde", versäumt aber nicht, sogleich hinzuzufügen: „indes läßt auch Morris die Übereinstimmung zweifelhaft". Allerdings möchte die darauffolgende Bemerkung: „Die Lokalität Highgate, wo der *Fusus trilineatus* vorkommt, bietet mehrfach auffallend analoge Formen mit oligocänen Konchylien dar und wird von englischen Autoren vielleicht mit Unrecht den ältesten eocänen Lagern des Londontons zugerechnet" vielleicht darauf schließen lassen, daß der Autor innerlich noch nicht ganz überzeugt war von der Unhaltbarkeit des früher von ihm in unserer Frage eingenommenen Standpunkts. Aber er trägt ihn doch nicht von neuem vor, referiert ihn nicht einmal historisch, und die kühl abwägende Art, mit der er hier das Bewiesene von dem Möglichen und möglicherweise für ihn Wahrscheinlichen trennt, ist un-

---

[9]) Zur Kenntnis des tertiären Bodens der Mark Brandenburg. Karstens Archiv, 1848, Bd. XXII, S. 11 des Sep.

[10]) a. a. O., S. 278, Taf. XXI, Fig. 7 bis 9.

gemein charakteristisch für eine Methode, der die Wissenschaft an sicheren und dauernden Ergebnissen so viel zu danken hat. Es muß allerdings hinzugefügt werden, daß die Anzweiflung der Tone von Highgate als Bestandteile des Londontons weder aus stratigraphischen noch aus palaeontologischen Momenten irgendeine Berechtigung haben dürfte. BEYRICH hat sich nicht darüber ausgesprochen, in welchen Fossilien dieses Fundpunktes er Analogien mit oligocänen Konchylien erblicken wollte; die von SOWERBY angegebenen und später von MORRIS[11]), F. EDWARDS[12]), R. BULLEN NEWTON und GEO. F. HARRIS[13]) wiederholten Fossilien von Highgate sind fast sämtlich leicht kenntliche typisch alteocaene Formen. F. EDWARDS führt allerdings einige oligocäne Pleurotomiden von diesem Fundpunkt an, so unter anderem *Pl. Selysi* DE KON. und *Pl. Konickii* NYST (a. a. O., S. 278 und 279); es scheint, als ob auch hier mehr äußerliche Ähnlichkeit als innerliche Übereinstimmung vorliegt; jedenfalls möchte ich z. B. die auf Tafel XXIX, Fig. 15a und 15b, a. a. O. dargestellte Form nicht für *Pl. Konickii* NYST ansehen. Wie im übrigen aus dem Text klar hervorgeht, zweifelt auch dieser Autor keinen Augenblick an der Zugehörigkeit der Tone von Highgate zum London-Clay. —

Nach BEYRICH ist die Frage des Zusammenhangs unserer beiden Fusiden im allgemeinen nicht mehr erörtert worden. Es ist bezeichnend für die vielleicht mehr in die Breite als in die Tiefe gehende Methode, welche v. KOENEN als langjähriger Historiograph des norddeutschen Tertiärs anwandte, daß er bei der Besprechung des *Fusus multisulcatus* NYST als Element der mitteloligocänen Fauna mit keinem Wort dieser Frage gedachte, obgleich sie doch, wie wir sahen, für BEYRICH durchaus ungelöst geblieben war, und daß er sich dieser Form gegenüber ausdrücklich auf die Mitteilung von Größenangaben beschränken wollte, da er „zu BEYRICHS vortrefflicher und ausführlicher Be-

---

[11]) Catalogue of British Fossils, London 1843.

[12]) A Monograph of the Eocene Cephalopoda and Univalves of England. London (Palaeontogr. Soc.) 1849 bis 77.

[13]) A Revision of the British Eocene Cephalopoda. Proceed. of the Malacological Society. I, 3. June 1894. Die Verf. geben hier von Highgate an: *Belosepia Blainvillei* DECH., *Beloptera Levesquei* FÉZ. et d'ORB., *Belemnosis anomala* J. DE C. SOW., *Nautilus imperialis* SOW., *Nautilus Sowerbyi* J. DE C. SOW. und *Atturia ziczac* SOW.

schreibung nichts hinzuzufügen habe"[14]). In keiner der späteren Arbeiten, welche sich mit dem Septarienton und seiner Fauna beschäftigen, finde ich unsere Frage aufgeworfen, geschweige näher erörtert. So nicht bei SPEYER, HAAS[15]), REINHARD[16]), RAVN[17]) und HARDER[18]). Von ganz anderen Gesichtspunkten ausgehend und gewissermaßen nebenbei und absichtslos hat sie M. COSSMANN behandelt und, wie auf Grund der mir vorliegenden Photographie des *Fusus tristriatus* Sow. von Highgate mit Bestimmtheit behauptet werden kann, richtig und endgültig gelöst.

In dem 1901 in Paris erschienenen Band seiner „Paléoconchologie comparée", welcher den Fusiden und Bucciniden gewidmet ist, stellt der französische Forscher auf S. 27, ein Subgenus *Euthriofusus* auf, dessen Typus der bekannte *Fusus burdigalensis* BAST. des Burdigaliens der Gironde sein soll. Dieses Subgenus ist neben anderem charakterisiert durch seinen langen, fast geraden Kanal und das Fehlen des Wulstes auf dessen Nacken. Hierher zieht er *Fusus multisulcatus* NYST. Einige Seiten später, auf S. 31, verändert er den Namen der von ihm früher errichteten Untergattung *Pseudolatirus* COSSM. 1889, non BELLARDI 1883, in *Streptolathyrus;* für diese Untergruppe ist, wiederum neben anderem, charakteristisch, der nur mäßig lange aber sehr stark nach der Seite gedrehte Kanal, der mit einem deutlichen Wulst versehen ist; dieser ist zwar weniger hervortretend als bei *Streptochetus* COSSMANN, und er läßt nicht wie bei diesem eine Nabelspalte erkennen, aber er ist mit aller Sicherheit nachzuweisen. In diese Gruppe *Streptolathyrus*, deren Typus eine Form des Pariser Untereocäns, der *Fusus Mellevillei* COSSMANN,

---

[14]) Das marine Mitteloligocaen Norddeutschlands usw. Palaeontographica, XVI, 1867, S. 29.

[15]) Verzeichnis der in den Kieler Sammlungen befindlichen fossilen Molluskenarten aus dem Rupelton von Itzehoe. Schriften des Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein. VII, 2. Kiel 1889, S. 22, Tafel II, Fig. 15 und 16.

[16]) C. REINHARD: Untersuchungen über die Molluskenfauna des Rupeltons zu Itzehoe. Inauguraldissertation, Kiel-Leipzig 1896, S. 75.

[17]) J. P. J. RAVN: Molluskfaunaen J. Jyl'ands Tertiaeraflejringer, D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. 7. Raekke. Naturvidensk og Mathem. Afd., III, 2 København 1907, S. 333 (129), Tavle VI, Fig. 15.

[18]) POUL HARDER: De oligocaene Lag i Jaernbanegennemskaeringen ved Aarhus Station. Danmarks geologiske Undersøgelse. II. Raekke Nr. 22, København 1907, S. 83, Tavle VI, Fig. 32 und 33.

ist, gehört nun als „une espèce bien caractérisée, dans le Londinican d'Highgate" der *Fusus trilineatus* Sow., und es wird hier „ma coll." hinzugefügt als Beweis dafür, daß der Verfasser in der Lage war, diese Eigentümlichkeiten der Form, einer anscheinend recht seltenen Art, an Stücken seiner Sammlung durch Autopsie festzustellen. Nach Cossmann ist also *Fusus multisulcatus* Nyst ein *Euthriofusus* mit langem, geraden Kanal ohne Wulst auf diesem, *Fusus tristriatus* Sow. ein *Streptolathyrus* mit kurzem, lebhaft zur Seite gedrehten Kanal mit Wulst, auf diesem, einer hat Beziehungen zu jüngeren, neogenen, dieser zu älteren, untereocänen, Verwandten.

Die mir vorliegende Photographie der Form von Highgate, Nr. 69 003 des British Museum, läßt diese entscheidenden Merkmale mit wünschenswertester Deutlichkeit erkennen, und die entgegengesetzten Züge des *Fusus multisulcatus* treten mit derselben Schärfe, zumal auf den vorzüglichen Kupferstichen, welche Beyrich a. a. O. für sie geliefert hat, hervor. Gegen sie treten die übrigen Unterscheidungsmerkmale zurück, so das etwas abweichende Verhältnis zwischen letztem Umgang und Spira, die hinten bei der älteren Art stärker erweiterte Mündung, der bei ihr dichtere Kolumellarbelag, die tiefer eingeschnittenen Nähte, die geringere Zahl breiterer, durch tiefere Zwischenräume getrennter Spiralbänder, die breiteren Anwachsstreifen. Das Merkmal gerade, welches der englischen Art den Namen verlieh, scheint bei ihr nicht überall gleichmäßig deutlich entwickelt zu sein, auf der mir vorliegenden Photographie läßt es sich nicht an allen Stellen erkennen, die Teilung des Spiralreifens scheint auch nur eine sehr oberflächliche und zarte zu sein. Die Unterschiede beider Arten treten übrigens auf der hier beigefügten Tafel X mit genügender Deutlichkeit hervor.

Wir sehen, die von Herrn Gagel aufgestellte These läßt sich nicht aufrecht erhalten! Sie ist erledigt und sie war es eigentlich schon seit 1901, dem Jahre der Cossmannschen Publikation. Es dürfte kaum zweifelhaft sein, daß es sich um die „eocäne" *Leda Deshayesiana* Nyst nicht anders verhält, bei welcher übrigens noch darauf hingewiesen werden könnte, daß diese stattliche, große Form bisher keine näheren Verwandten in unserem nördlichen Eocän besitzt, überhaupt bisher noch recht isoliert dasteht. Das hier gewonnene, oder, wenn man will, neu bestä-

tigte Resultat, welches den Gedanken an nähere Beziehungen zwischen den älteren und jüngeren Formen beseitigt, ist jedem a priori das natürliche, und der entgegengesetzte Fall wäre eigentlich recht sonderbar. Bisher war man sich darüber einig, daß das Mittlere und Obere Eocän in mariner Gestaltung in der norddeutschen Tiefebene fehle und daß das Meer im Unteroligocän transgrediere. Die Fauna, welche diese neu hereinbrechenden Fluten bevölkert, ist im wesentlichen neu, und zwar nicht nur in Norddeutschland, wo das Meer nach langer Unterbrechung wieder erscheint, nicht nur in England, wo die Pause eine kürzere ist, sondern auch in Belgien, wo der marine Absatz ein kontinuierlicher ist, während andererseits im Osten, in Rußland, ausgedehnte Gebiete neu vom Meere überflutet werden. Wo sollte nun die Umbildung des *Fusus tristriatus* in den *Fusus multisulcatus* stattgefunden haben? Wir kennen bisher im Mittleren und Oberen Eocän Englands, Belgiens und, wenn man will, auch des Pariser Beckens, nichts, was hier in Frage kommen könnte.

Die von Herrn Gagel gegebene Anregung hat vielleicht das Gute gehabt, daß sie die endgültige Klärung einer seit Generationen strittigen Einzelfrage veranlaßt hat. Es dürfte sich in Zukunft indessen vielleicht doch empfehlen, anstatt zu einer mehr theoretischen Entwicklung der Fauna unseres norddeutschen Londontons zu schreiten, dieser in der Natur an Ort und Stelle weiter mit Zähigkeit nachzuspüren. Wie Hemmoor, und wie die Molerbildungen von Jütland beweisen, ist sie dort vorhanden und zwar in überraschender Ähnlichkeit mit den englischen Verhältnissen. Auch an anderen Punkten ist immerhin einiges doch im Laufe der Jahre gefunden worden, was ganz vor kurzem Herr v. Linstow in sehr brauchbarer Weise zusammengestellt hat in seinem einen bedeutsamen Fortschritt für die Kenntnis unserer deutschen Tertiärbildungen darstellenden Werke[19]). Für den *Fusus* von Schwarzenbeck, den v. Koenen lange für den typischen *Fusus multisulcatus* hielt, ist jedenfalls hervorzuheben, daß bei ihm „die Spiralstreifen sehr viel größere Zwischenräume aufweisen, als es selbst bei den

[19]) Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abhandlung d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 87, Berlin 1922. Vgl. bes. S. 15 bis 22.

extremsten Formen dieser Art der Fall zu sein pflegt"[20]. Es ist dies jedenfalls das Hauptmerkmal, durch welches sich die Skulptur des älteren *Fusus tristriatus* Sow. von *Fusus multisulcatus* NYST zu unterscheiden pflegt. Die Mündung selbst scheint bisher bei der Form des norddeutschen Londontons nicht beobachtet worden zu sein.

Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in München am 5. August 1923.)

Von Herrn MAX RICHTER in Bonn.

(Mit 1 Textfigur.)

Die nördlichen Kalkalpen der Ostalpen sind heute durch eine große Zahl von Arbeiten recht gut bekannt geworden und wir sind so in der glücklichen Lage, uns schon jetzt ein ungefähres Bild der damaligen Faziesverhältnisse zu machen. Besonders vervollständigt wird aber das palaeogeographische Bild dann, wenn wir nicht nur den Nordsaum der Ostalpen, sondern auch die Verhältnisse an deren Westende einer genaueren Betrachtung unterziehen. Diese letzteren will ich aber bei meinen folgenden Ausführungen nur insoweit heranziehen, als sie eben für den Nordsaum unserer heutigen Ostalpen von Wichtigkeit sind.

Die nördlichen Kalkalpen gehören in ihrer Gesamtheit der oberostalpinen Deckenmasse an, wenn wir die Ergebnisse der Deckenlehre benutzen. Über deren Berechtigung oder Nichtberechtigung will ich am Schluß meiner Darlegungen noch eingehen.

Unter dem Begriff der oberostalpinen Geosynklinale verstehe ich im folgenden den Ablagerungsraum unserer nördlichen Kalkalpen und unter dem Begriff der oberostalpinen Decke dementsprechend die kalkalpine Zone.

---

[20]) C. GAGEL: Über das Vorkommen alttertiärer Tone im südwestlichen Lauenburg. Z. d. D. G. G., LVII, 1905, S. 476.

Die Gesteine der oberostalpinen Decke zeigen nun an ihrem Nordrand eine Reihe von eigentümlichen und interessanten Erscheinungen, auf die ich im folgenden zunächst eingehen will. Ich gehe dabei von meinem Arbeitsgebiet, den Allgäuer Alpen aus[1]).

Wenn man dort die Gesteine der oberostalpinen Decke von Süden nach Norden verfolgt, so fällt sofort als die wichtigste Erscheinung auf, daß die sämtlichen Sedimente von Trias und Jura gegen Norden zu eine starke Mächtigkeitsabnahme zeigen. Aber dabei allein bleibt es nicht, vielfach ändern auch die Sedimente ihren gewohnten „Normalcharakter" und gehen in Ablagerungen über, die aufs deutlichste Küstennähe verraten.

So ist bereits der Wettersteinkalk der Lechtaldecke in den Pfrontener und Vilser Bergen nur noch etwa ein Drittel so mächtig wie weiter drüben im Wetterstein oder in den Lechtaler Bergen im Bereich der südlicheren Inntaldecke, außerdem enthält er am Nordrand sandige Einlagerungen, Breccien usw.

Noch deutlicher zeigt diese Erscheinung der Hauptdolomit. Seine Mächtigkeit nimmt von etwa 600 m im südlichen Allgäu bis auf 200 bis 150 m im nördlichen Allgäu allmählich ab. Außerdem aber glückte es mir, eine Reihe von Zwischenlagerungen grünlicher Schiefer in ihm aufzufinden, sowohl an der Bregenzer Ach als auch besonders in den Pfrontener Bergen. Der Hauptdolomit erinnert in dieser Form bereits etwas an den bunten Keuper der Karpathen oder gewisser unterostalpiner Gebiete. Diese Einlagerungen finden sich aber nur am äußersten Nordrand der oberostalpinen Zone, gegen Süden verlieren sie sich sehr schnell.

Besonders deutlich aber werden die Faziesänderungen in den Schichten über dem Hauptdolomit. Denn jetzt beginnen in der nördlichen Randzone die Schichtlücken, eben nur auf die Randzone beschränkt.

So fehlen bereits in der nördlichsten Zone Plattenkalk und Rät über dem Hauptdolomit, hier transgrediert unmittelbar der Hierlatzkalk über eine unebene Unterlage von Hauptdolomit hinweg.

Erst weiter südlich schalten sich dann beide langsam ein, zuerst noch sehr wenig mächtig.

---

[1]) Vgl. auch M. Richter. Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandl. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.

Die Ablagerungen des Jura zeigen in wundervoller Weise dieselbe Erscheinung. So nehmen die Fleckenmergel (Lias und Dogger) von etwa 500 m im Süden auf 100 bis 30 m im Norden ab, während sie dann noch weiter nördlich ganz fehlen oder durch Hierlatzkalk ersetzt sind.

Vielfach ist bis heute die Meinung verbreitet, die Fleckenmergel wären eine Bildung tieferen Wassers oder gar eine bathyale Fazies. Diese Meinung ist aber unrichtig, wie die zahlreichen Sandsteine und groben Breccien zeigen, die sich in allen Horizonten der Fleckenmergel finden. Die Fleckenmergel sind nicht weit von der Küste entfernt zum Absatz gekommen, außerdem aber kamen auch verschiedentlich Teile von ihnen während der Sedimentation wieder über Wasser und wurden abgetragen. Nur so lassen sich die großen Mächtigkeitsschwankungen erklären, die auch weiter im Süden die Fleckenmergelserie betreffen.

Die Aptychenschichten des Oberen Jura weisen die gleiche Erscheinung auf. Im Süden sind sie als reine Kalke oder Mergel von etwa 250 m Mächtigkeit entwickelt; im Norden sind es aber unreine Kalke und sandige Mergel von nur noch etwa 100 m Mächtigkeit. Noch weiter nördlich fehlen sie genau wie die Fleckenmergel, hier transgrediert das Cenoman unmittelbar über den Hierlatzkalk oder sogar über Hauptdolomit. In dieser äußersten Zone fehlen also Plattenkalk, Rät und der gesamte Jura.

Außerdem fand ich bei Pfronten in den unreinen Mergeln der Aptychenschichten Breccien eingelagert, die aus kleinen Quarzfragmenten und Aptychenbruchstücken bestehen. Weiter südlich sind solche Breccien undenkbar.

Die eben geschilderten Verhältnisse sind alle auf die Randzone der oberostalpinen Decke beschränkt. Diese wurde früher von der kalkalpinen Zone als eine eigene „K l i p p e n d e c k e" (Uhlig) abgetrennt, besonders wegen des Auftretens der bekannten fossilreichen Jurakalke. Diese finden sich aber auch noch am Stirnrand der Lechtaldecke, sind also nicht direkt auf den Nordsaum selbst beschränkt. Eine eigene Klippendecke existiert im Allgäu nicht. (Die tatsächlich zwischen Oberostalpin und Helvetikum vorhandenen unterostalpinen Deckenfetzen haben mit dieser Erscheinung nichts zu tun.)

Fassen wir nun die Ergebnisse dieser Beobachtungen zusammen, so sehen wir das Auskeilen der gesamten oberostalpinen Sedimente nach Norden.

Die oberostalpine Geosynklinale muß also gegen Norden ein Ende gefunden haben, denn ihre Sedimente keilen alle nach Norden an einer Schwelle aus, die vermutlich auch als Sedimentspender tätig war und in der vielfach kristalline Gesteine bloßlagen.

Diese Schwelle hat die ganze oberostalpine Geosynklinale im Norden abgeschlossen und begleitet, vom Westrand der Kalkalpen an bis hinüber nach Wien. Überall finden wir sie angezeigt.

Daraus geht aber ihr regionaler Charakter und ihre Bedeutung hervor. Deshalb habe ich diese Schwelle als „Oberostalpine Geantiklinale" bezeichnet.

Einen Rest von ihr selbst finden wir ebenfalls im Allgäu. An der Basis der Allgäudecke treten im Retterschwangtale, südlich von Hindelang, Fetzen von kristallinen Gesteinen, wie Glimmerschiefer und Amphibolite, auf. Diese stehen am nächsten den Gesteinen des oberostalpinen Silvrettakristallins und wir werden nicht fehl gehen, wenn wir in diesen Gesteinen nicht unterostalpine Schubschollen, sondern einen letzten Rest der oberostalpinen Geantiklinale sehen. Hierher gehört auch der bekannte Fetzen von Buntsandstein am Iseler bei Hindelang.

Wir wollen nun zunächst an einer Reihe von Stichproben die Anzeichen dieser Schwelle weiter nach Osten zu verfolgen. Auf ihre Stellung und palaeogeographische Gestaltung werde ich dann am Schluß meiner Ausführungen eingehen.

Das nächste Gebiet, wo wir deutlich die Nähe der Geantiklinale spüren, sind die bayrischen Berge zwischen Isar und Inn, wo durch die schönen Arbeiten von Boden[2]) und Dacqué[3]) ähnliche Verhältnisse bekannt geworden sind, wie ich sie eben aus dem Allgäu schilderte.

Auch dort sehen wir gegen den Alpenrand zu das Abschwellen der sämtlichen kalkalpinen Sedimente.

So schrumpft der Wettersteinkalk der Lechtaldecke auf 40 bis 50 m und weniger zusammen, ja im Gebiete südlich vom Tegernsee fehlt er sogar völlig. Hier scheint

---

[2]) K. Boden: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. Geognost. Jahresh., München 1915.

Derselbe, Geolog. Untersuchung am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayrischen Alpen. Ibidem München 1916.

[3]) E. Dacqué: Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und den Spitzingsee in den oberbayrischen Alpen. Landeskundl. Forschungen d. Geogr. Ges., München 1912.

er durch die Mergel der Partnachschichten ersetzt zu sein.

Der Hauptdolomit zeigt genau dieselben Erscheinungen wie im Allgäu. Von Süden nach Norden nimmt seine Mächtigkeit von annähernd 1000 m auf unter 100 m ab, wir sehen also eine Reduktion größten Stils. Außerdem aber fand DACQUÉ in den Schlierseer Bergen in ihm eingeschaltet eine Lage von grünen und roten Schiefern, die völlig ident ist mit meinen Funden im Allgäu.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich überall im Hauptdolomit am ganzen Nordrand der oberostalpinen Decke diese Einschaltungen vorfinden, die nur durch die Ungunst der Aufschlüsse und weil nicht darauf geachtet wurde, bis jetzt unbekannt geblieben sind. Nachdem man diese Erscheinungen nunmehr kennt, werden wohl weitere Funde nicht lange ausbleiben.

Plattenkalk und Rät fehlen auch hier am Nordrand überall, während sie sich gegen Süden einstellen und bald große Mächtigkeit erlangen.

Besonders deutlich liegen dann die Verhältnisse wieder im Jura. So finden wir im Norden die Fazies der Fleckenmergel, die am Nordrand zahlreiche grobsandige und konglomeratische Bänke führen.

Auch die Aptychenschichten enthalten feinsandige Bänke und sogar grobe Konglomerate, die weiter im Süden nicht mehr vorkommen[4]). Gleichzeitig sind sie auch viel unreiner und sandiger. Wir haben hier eben die küstennahe Fazies des Oberen Jura vor uns, die weiter im Süden in die detritusfreie, reine organogene „Normalfazies" der Aptychenschichten übergeht.

Die gleiche Erscheinung zeigt hier auch das Neokom. Sowohl im Scheibengraben bei Tegernsee[5]), als auch in den Schlierseer Bergen sind in den reinen Kalken Mergel, Schiefer, Sandsteine und sogar konglomeratische und breccïöse Bänke eingelagert. Die Quarzkörner, die sich darin finden, können nur von einer nicht weit entfernten nördlichen Küste stammen.

Wir treffen also in den bayrischen Bergen überall die gleichen Erscheinungen wie im Allgäu. Der Nordrand

---

[4]) Auf der Exkursion d. D. Geol. Ges. von Tegernsee zum Fockenstein wurden den Teilnehmern solche Konglomerate im obersten Scheibenbachtobel gezeigt

[5]) Auch diese Stelle wurde von den Teilnehmern der Exkursion besichtigt.

der oberostalpinen Decke ist durch Reduktionen der Schichtmächtigkeiten, Schichtlücken und Litoralfazies ausgezeichnet. Auch hier spüren wir die Nähe der oberostalpinen Geantiklinale.

Im Gebiete dieser selbst aber befinden wir uns, wenn wir dem Nordrand der kalkalpinen Zone weiter nach Osten, hinüber nach Österreich, folgen.

Hier treten die bisher geschilderten Erscheinungen noch viel überraschender auf, wir stehen unmittelbar an oder auf der östlichen Fortsetzung der oberostalpinen Geantiklinale.

Bekanntlich zerfällt die kalkalpine Zone dort in eine Reihe von Teildecken, die uns hier aber zum größten Teil nicht interessieren. Nur die tiefste derselben, die Allgäudecke, ist natürlich für unsere Betrachtungen wieder von großer Bedeutung, da deren Sedimente ja unmittelbar im Anschluß an die Geantiklinale entstanden sind. Die Allgäudecke zerfällt im Osten in zwei größere Schuppen: die Lunzerdecke oben und die Frankenfelser Decke unten. Besonders die letztere kommt in Betracht.

Außerdem tritt aber noch als tiefste kalkalpine Schuppe die sog. „Klippendecke" auf, der bis jetzt immer die Stellung einer selbständigen (unterostalpinen) Decke zuerkannt worden ist.

Diese Deutung trifft aber nicht zu, bei der näheren Betrachtung der „Klippendecke" kommt man zu dem gleichen Ergebnis wie weiter im Westen im Allgäu: Die angebliche Klippendecke schließt sich mit ihren Sedimenten so eng an die kalkalpine Zone, also an die oberostalpine Decke an, daß eine Trennung von dieser völlig unmöglich ist. Ich werde gleich noch hierauf zurückkommen.

Zunächst möchte ich einige Fazieserscheinungen am Nordrand der östlichen kalkalpinen Zone herausgreifen.

Der Schichtbestand der Frankenfelser Decke zeigt in seiner faziellen Ausbildung bereits große Unterschiede gegenüber den südlicheren Teilen der kalkalpinen Zone. Die starke Reduktion der Schichtmächtigkeiten fällt auch hier vor allem wieder auf. Damit geht aber zugleich die fazielle Änderung vor sich.

So enthält der Hauptdolomit häufig bunte Schiefer und Mergel eingelagert, wie ich sie vorhin aus den Kalkalpen weiter westlich erwähnte. Plattenkalke fehlen, das Rät folgt in geringer Mächtigkeit sofort über dem Hauptdolomit.

Die Fleckenmergelfazies hat durch die Einschaltung von sandigen Schiefern, Sandsteinen und sogar Arkosen

ein recht litorales Gepräge. Kalke, die weiter südlich die Fleckenmergel hauptsächlich zusammensetzen, fehlen hier noch völlig.

Die Ausbildung des Lias steht somit der bekannten Grestener Fazies der Klippenzone bereits sehr nahe.

Ebenso sind die Schiefer des Doggers sehr litoral und die Gesteine des Oberen Jura sind ebenfalls in einer andern Fazies entwickelt wie weiter im Süden.

Daß auch hier allenthalben größere Schichtlücken vorkommen, geht aus den Arbeiten von GEYER[6]) hervor, der sogar aus dem Bereich des Blattes Weyer eine Transgression von Neokom mit Basalbreccien über Hauptdolomit beschreibt.

Noch in der oberen Schuppe der Allgäudecke (Lunzerdecke) fehlt der Wettersteinkalk, was an die nördliche Lechtaldecke bei Tegernsee erinnert. Er ist durch die Partnachschichten oder Reiflinger Kalke ersetzt.

Auch in den darüberfolgenden Raibler Schichten zeigt sich aufs deutlichste der Einfluß der nördlichen Schwelle in den mächtigen Lunzer Sandsteinen.

Der äußerste Nordsaum der kalkalpinen Zone wird nun von einem mehr oder weniger laminierten schmalen Streifen, eben der mehrfach erwähnten Klippendecke, eingenommen.

In dieser sog. Klippendecke finden sich Sedimente, die vielfach an die Gesteine der Frankenfelser Decke erinnern und ihnen gleichen. Da wir uns aber der Schwelle noch mehr genähert bzw. sie sogar erreicht haben, müssen natürlich die Sedimente dieser „Klippendecke" noch ein gutes Stück litoraler sein als die der sich südlich anschließenden Frankenfelser Decke.

In der Klippenzone treten Sedimente des Jura und höhere Schichten auf, Trias ist nur in Form von Geröllen in den höheren Schichten vorhanden.

Der Lias und zum Teil auch der Dogger sind in der Fazies der Grestener Schichten entwickelt, die man am besten als eine groblitorale Fleckenmergelfazies bezeichnen kann. Es treten grobe Sandsteine, Schiefer und Breccien mit kristallinen Geröllen auf, vielfach Pflanzenreste und sogar Kohlenflöze enthaltend. Das verrät aber

[6]) Vgl. auch G. GEYER: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1909.

aufs deutlichste die allernächste Landnähe. Auch die groben und bunten Arkosen zeigen dies.

Daß die Klippenzone aber tatsächlich als die nördliche Litoralzone der oberostalpinen Geosynklinale anzusprechen ist, beweisen die echten Fleckenmergel, die zusammen mit den Grestener Schichten vorkommen. Außerdem nimmt der sehr sandige Lias der bekannten und umstrittenen K i e s e l k a l k z o n e eine vermittelnde Stellung zwischen der „Klippendecke" und der Frankenfelser Decke ein. Ja man kann sogar noch stellenweise in der letzteren Lias in Grestener Fazies antreffen, diese ist nicht nur auf die Klippenzone beschränkt.

Auch zeigen die berühmten fossilreichen Jurakalke (Klauskalke, Vilser Kalke), die hier genau wie im Allgäu vorkommen, die enge Zugehörigkeit der Klippenzone zur oberostalpinen Decke.

Das Bathonien findet sich in der Form von grobklastischen Kalken (Neuhauser Schichten), die zahlreiche Komponenten von Graniten, Gneisen und Glimmerschiefern enthalten. Es sind dieselben Bestandteile, wie sie auch in den Grestener Schichten auftreten.

Der Obere Jura ist ebenfalls sehr konglomeratisch entwickelt, doch finden sich daneben auch typische Aptychenschichten, die den Übergang zu den südlicheren Zonen bilden.

In der Klippendecke liegen uns also die litoralen oberostalpinen Sedimente im unmittelbaren Bereich der Geantiklinale vor. Aus den Komponenten der Breccien und Konglomerate können wir uns so ein Bild von deren Zusammensetzung machen.

Nun ist aber von großer Wichtigkeit, daß wir nicht nur die Geantiklinale erschließen müssen, sondern daß uns tatsächlich ein Stück davon erhalten geblieben ist.

Ich meine den Granit des v. Buch-Denkmals, der ein Stück unserer Geantiklinale darstellt. Wir sehen am Buchdenkmal über den Granit die Grestener Schichten transgredieren[7]). Die Trias fehlt bereits völlig zwischen Lias und Grundgebirge. Die ganzen mächtigen oberostalpinen Triasbildungen sind also weiter südlich ausgekeilt und verschwunden.

---

[7]) Vgl. auch G. GEYER: Über die Granitklippe mit dem Leopold v. Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt. Wien 1904.

Wir stehen an der Nordküste der oberostalpinen Geosynklinale.

Es liegt uns demnach am v. Buch-Denkmal ein Stück unserer Geantiklinale vor, genau wie etwa 350 km weiter westlich im Retterschwangtal im Allgäu.

Fassen wir also die Ergebnisse meiner bisherigen Ausführungen kurz zusammen, so ergibt sich als wichtigster Punkt:

Die oberostalpine Geosynklinale fand nach Norden ihr Ende an einer langen kristallinen Schwelle, der oberostalpinen Geantiklinale.

Im folgenden will ich mich nun mit der Stellung dieser Geantiklinale beschäftigen. Betrachten wir zunächst den Westrand der kalkalpinen Zone zwischen Graubünden und dem Allgäu.

In diesem Gebiet sind wir heute sehr gut in der Lage, eine Palaeogeographie der alpinen Geosynklinale zu entwerfen. Im Norden derselben sehen wir überall ein breites Schelfmeergebiet, das sich von Süddeutschland her allmählich nach Süden zur alpinen Geosynklinale hin absenkt. In diesem Schelfmeergebiet sind die zyklisch gliederbaren Sedimente der helvetischen Zone entstanden.

Daran schloß sich im Süden das penninische Meeresgebiet an. Seine Grenzen gegen das helvetische Gebiet sind noch nicht ganz bekannt, wahrscheinlich bildete aber ein mehr oder weniger breiter Rücken die trennende Zone zwischen helvetischem und penninischem Meeresgebiet. Eine große Reihe von Erscheinungen spricht jedenfalls für diese Auffassung[8]).

Auf den penninischen Meeresraum folgt eine breite Zone, die vielfache Inselreihen, wohl auch größere Landgebiete enthielt. Diese Zone bildete die große trennende Barre zwischen den germanischen Meeren und dem mediterranen Gebiet den Thetys. Sie ist uns heute in der Form der mehr oder minder laminierten unterostalpinen Decken erhalten.

Nicht das „Vindelizische Land" war die Trennungsschwelle zwischen germanisch und mediterran, sondern dieses unterostalpine Hochgebiet. Seine Sedimente vermitteln den Übergang der germanisch—helvetisch—penni-

8) Vgl. auch M. Richter: Die Stellung der nördlichen Flyschzone des Bregenzer Waldes. Verhandl. d. Geolog. Bundesanstalt. Wien 1923.

nischen Sedimente in die mediterranen—oberostalpinen—dinarischen.

Cadisch[9]) hat dieses Gebiet mit dem treffenden Namen „Unterostalpines Inselkranzgebirge" bezeichnet; weniger glücklich scheint mir der neutrale Ausdruck von Kockel „Rumunischer Rücken" zu sein[10]), besonders da der Ausdruck von Cadisch bereits vorher geprägt war.

Südlich dieses Gebietes betreten wir das mediterrane Reich, die oberostalpine Geosynklinale. Im Westen schaltet sich zwischen sie und das Inselkranzgebirge noch ein mittelostalpines Becken ein, das gegen Süden von der oberostalpinen Geantiklinale abgeschlossen wird. Erst südlich davon folgt das Absatzgebiet unserer kalkalpinen Zone.

Sind diese eben geschilderten Ergebnisse am Westrand der Ostalpen gewonnen, so erhebt sich zunächst die Frage: Wie weit lassen sich die gefundenen Gebiete nach Osten in die Ostalpen hinein verfolgen?

Die helvetische Zone streicht mit ihren Bildungen bis über den Meridian von Salzburg hinaus. Bei Mattsee, nordöstlich Salzburg, treten zum letztenmal helvetische Sedimente der Oberkreide auf. Dann verschwindet die helvetische Zone endgültig.

Auch die penninische Zone läßt sich noch weit nach Osten verfolgen. Die penninischen Decken verschwinden im Prättigau unter den ostalpinen, tauchen dann aber bereits im Unterengadiner Fenster, das heute niemand ernstlich mehr zu bestreiten wagt, wieder auf. Dann verschwinden sie wieder unter dem Oberostalpinen der Oetztaler und Stubaier Alpen, um am Brenner im großen Tauernfenster nochmals aufzutauchen. Das Tauernfenster ist ja heute allerdings noch etwas umstritten, meiner Ansicht nach zu Unrecht, denn man kann schlecht das Engadiner Fenster annehmen und gleichzeitig das Tauernfenster ablehnen.

Nach dem Tauernfenster bleiben die penninischen Decken verschwunden und tauchen nirgends mehr auf.

Es lassen sich also die bisher genannten Zonen nach Osten bis über den Meridian von Salzburg hinaus verfolgen.

---

[9]) J. Cadisch: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 79, N. F., LI, 1921.

[10]) C. W. Kockel: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, Wien 1922.

Um nun aber zu weiteren Ergebnissen und Folgerungen gelangen zu können, müssen wir nach diesen regionalen Betrachtungen wieder zu unserer oberostalpinen Geantiklinale zurückkehren. Im Westen lagen alle die eben behandelten Gebiete und Meeresräume dieser nördlich vorgelagert.

Im Osten aber scheint das Ergebnis anders auszulaufen. Der Granit des v. Buch-Denkmals stimmt nämlich mit den Graniten der Böhmischen Masse so auffallend überein, daß

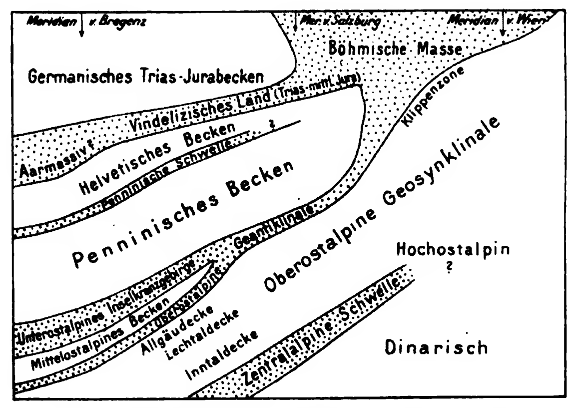


Fig. 1. **Weiß: Gebiete vorwiegender Sedimentation, punktiert: Gebiete vorwiegender Abtragung.**

man ihn dieser unbedingt zurechnen muß. In den ganzen Alpen gibt es keinen Granit von diesem Aussehen.

Dann aber wird man dazu geführt, den Granit — ein Stück unserer oberostalpinen Geantiklinale — als ungefähr autochthon zu betrachten!

Hieraus aber ergibt sich als nächste Folgerung, daß die oberostalpine Geosynklinale hier im Osten keine Geantiklinale mehr als Nordküste gehabt hat, sondern die Böhmische Masse selbst.

Daraus muß sich aber sofort ein neuer Schluß ergeben: Hatte die oberostalpine Geosynklinale den Südrand der Böhmischen Masse als Nordküste, dann müssen der helvetische und der penninische Meeresraum schon vorher ein östliches Ende gefunden haben. Allein der oberostalpin—mediterrane zog nach Osten in die Karpathen weiter fort.

Dann verschmolzen aber auch das unterostalpine Inselkranzgebirge und die oberostalpine Geantiklinale im Osten zu einer einheitlichen Zone.

Damit läßt sich dann der Verlauf der oberostalpinen Geantiklinale so angeben, wie auf der beifolgenden Skizze angegeben ist. Östlich des Tauernfensters schwenkt die Geantiklinale scharf nach NO um und hängt sich an die Böhmische Masse, dabei alle übrigen nördlicheren Bestandteile der alpinen Geosynklinale abschneidend.

Soll es nun nur ein merkwürdiger Zufall sein, daß gerade da, wo die Geantiklinale an die Böhmische Masse anhängt, nämlich da, wo uns der autochthone Granit des v. Buch-Denkmals den Weg weist, daß gerade hier die Böhmische Masse am weitesten nach Süden vorspringt, daß gerade hier der kristalline Sporn des v. Buch-Denkmals aufragt mit seiner Transgression der Grestener Schichten?

Nun ist die Stellung der Klippenzone klar, sie bildet mit ihren litoralen Sedimenten den Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale am Südrand der Böhmischen Masse.

Die Deutung, die jüngst Trauth[11]) der Klippenzone gegeben hat, nämlich, daß es sich um eine „ultrahelvetische Zone" handle, scheint mir gänzlich verfehlt zu sein. Die ultrahelvetischen Bildungen sehen vollkommen anders aus und tragen nie einen ostalpinen Habitus. Genau so wie sich die frühere Klippendecke des Allgäu als echtes Oberostalpin entpuppt hat, so gilt dasselbe auch für die österreichische „Klippendecke". Die Faziesänderungen sind eben die Folgen des Auskeilens der oberostalpinen Geosynklinale nach Norden.

Damit muß aber auch die Stellung der Karpathen neu untersucht werden. Nach meinen Ausführungen handelt es sich nur noch um Absätze innerhalb der oberostalpinen Geosynklinale, denn die anderen Meeresräume sind nach Osten verschwunden. Das wird auch bewiesen durch die mediterrane Fazies der Juraklippen in der Flyschzone am Außenrand der Karpathen. Außerdem transgredieren sie über den autochthonen Untergrund hinweg und lassen so schon keinen Platz übrig für helvetische oder penninische Absätze.

Trifft diese Deutung zu, dann können die Karpathen keinen so großzügigen Deckenbau zeigen wie die Alpen, dann handelt es sich nur mehr um Schuppen.

---

[11]) F. Trauth: Über die Stellung der „Pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitteil. d. Geol. Ges., Wien 1921.

Zu denselben Ergebnissen, zu denen ich hier gekommen bin, ist jüngst auch C. W. KOCKEL auf Grund seiner Studien über die Kreidebildungen der Ostalpen gekommen[12]). Wenn ich auch mit den Darlegungen von KOCKEL in vielen Punkten durchaus nicht übereinstimme, insbesondere nicht mit dem was er über die Flyschbildungen sagt, so stimme ich doch wenigstens in der Hauptsache, nämlich dem Aufhören der helvetisch-penninischen Meeresräume nach Osten, völlig mit ihm überein.

Bei der Arbeit von KOCKEL halte ich die beiden palaeogeographischen Karten nicht den wirklich erkennbaren Verhältnissen entsprechend, ein Irrtum aber scheint mir besonders darin zu liegen, daß KOCKEL das unterostalpine Inselkranzgebirge mit dem direkt zusammenschaltet, was ich oberostalpine Geantiklinale nenne. Diese beiden Gebilde haben im Westen nichts miteinander zu tun und verschmelzen erst mit der Annäherung an die Böhmische Masse miteinander.

Durch die Erkennung einer oberostalpinen Geantiklinale, deren Spuren überall am Nordrand der Ostalpen sich finden und ihre Verschmelzung mit der Böhmischen Masse ergibt sich, daß die oberostalpine Decke nur im Westen einen so ungeheuren Deckenschub vollendet hat, im Osten ist sie ja an der Böhmischen Masse aufgehängt. Wir sehen also ein Herumschwenken der oberostalpinen Deckenmasse um die Tauern herum nach NW und vielleicht erklären sich aus diesem Schwenken die vielfachen NO—SW gerichteten Abknickungen, die in den Ostalpen so weit verbreitet sind und die auch die ganze oberostalpine Masse am Westende der Ostalpen zeigt.

Es ergibt sich aber auch, daß der Deckenschub der oberostalpinen Decke nicht als aus einer Überfaltung hervorgegangen zu denken ist, bei der der Mittelschenkel verloren ist, die Überschiebung ist im Gegenteil als große Bewegung „**en bloc**" zu verstehen; die gesamte oberostalpine Zone mitsamt ihrer Geantiklinalen wurde nach Norden überschoben.

Am Schlusse meiner Ausführungen will ich nun noch kurz auf das „Vindelizische Land" eingehen.

Daß dieses tatsächlich bestand, ist wohl heute außer allem Zweifel, das zeigt die Transgression des Stubensandsteins über Granit im Ries, das zeigen die Gerölle im

[12]) C. W. KOCKEL: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit a. a. O.

Stubensandstein selbst. Es geht auch aus den Faziesverhältnissen des Schwäbischen Jura mit Sicherheit hervor.

Ist so der Nordrand des Vindelizischen Landes sichergestellt, so wird aber mit seinem Südrand viel Unfug, auch von Alpengeologen, getrieben.

Daß das Vindelizische Land nicht die trennende Schwelle zwischen germanischem und mediterranem Gebiet bildete, geht aus meinen bisherigen Ausführungen zur Genüge hervor. Das hat auch bereits KOCKEL mehrfach betont.

Und doch liest man bis heute noch in einigen Arbeiten aus den bayrischen Alpen, daß die kalkalpinen (oberostalpinen) Sedimente nach Norden zu an einem vindelizischen Land auskeilen, daß die Komponenten der Breccien und Konglomerate in Kreide- und Flyschgesteinen von dem „Vindelizischen Land" herkommen usw. Um die vollkommene Unmöglichkeit dieser Ansichten zu beweisen, brauche ich nur auf die Tatsache hinzuweisen, daß ja überall am Nordrand der bayrischen Alpen noch die helvetische Zone liegt, daß die fraglichen Komponenten also nicht von Norden kommend durch den helvetischen Meeresraum hindurchgewandert sein können.

Dieses angebliche „Vindelizische Land" ist nichts weiter als meine oberostalpine Geantiklinale, deren Stellung aus meinen Darlegungen und der Karte genügend deutlich hervorgeht.

Am Schluß möchte ich betonen, daß ich zu ganz denselben Ergebnissen auch durch meine Flyschforschungen gekommen bin, wie dies auf einem auf der Versammlung der Geologischen Vereinigung im Herbst 1922 in Leipzig gehaltenen Vortrag auch zum Ausdruck kommt[13]).

Mit meinen Ansichten stehe ich demnach vermittelnd zwischen den Ergebnissen der Deckenlehre und den Ideen der Gegner derselben. Im Westen große Schubweiten in dem von der Deckenlehre geforderten Ausmaß, gegen Osten allmähliche Verringerung der Schubweiten und zuletzt ganz im Osten beinahe autochthones Gebirge, wie die Gegner der Deckenlehre annehmen.

Damit glaube ich eine neue Bauformel der Ostalpen gegeben zu haben und auf dieser Basis scheint mir eine Einigung zwischen den beiden Extremen in nicht allzu großer Ferne zu liegen.

---

[13]) Vgl. auch M. RICHTER: Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. Geol. Rundschau. 1924.

Bemerkungen zu dem Vortrag von W. Wolff über die Eemfauna.

Von Herrn C. Gagel.

Das jetzt von Herrn W. Wolff als möglich hingestellte höhere Alter der Eemfauna (vorletztes Interglazial statt letztes Interglazial) ist eine seit reichlich 16 Jahren einwandfrei bewiesene Tatsache, die m. W. bisher nur von Herrn W. Wolff bezweifelt wurde und zwar ohne einen irgendwie zureichenden objektiven Grund. Die Frage hat mit dem Vorhandensein von drei oder vier Eiszeiten in Norddeutschland gar nichts zu tun. Der Sachverhalt[1]) ist der, daß die Eemfauna, die in Westschleswig und Westholstein meistenteils nur unter einem alten sandigen Glazialdiluvium liegt, an einer Stelle des Kaiser-Wilhelm-Kanal bei Kilometer 39,75, wo sie in 10,5 bis 12,6 m Tiefe liegt, von einem typischen, grauen, 1,20 m mächtigen Geschiebemergel bedeckt wird, und an einer zweiten Stelle, bei Kilometer 39, wo sie in 12 bis 13 m Tiefe liegt, von 2,6 m typischem grauen Geschiebemergel und braungrauem Tonmergel überlagert wird und daß an beiden Stellen unter dieser typischen Grundmoräne, die nach Lage der Dinge nur unterdiluvialen Alters sein kann, die individuenreiche Fauna mit den großen *Tapes senescens* erbohrt ist. Die Bohrprofile und Bohrproben sind ganz sauber, einwandfrei und tadellos; die Schichten liegen hier auf große Entfernung annähernd horizontal, jedenfalls ganz ungestört; an den Bohrstellen bei Kilometer 39 und 39,75 habe ich später bei den Baggerarbeiten auf dem Bagger selbst mich davon überführt, daß der Bagger aus der angegebenen Tiefe ganz große Proben einwandfreien Geschiebemergels und Tonmergels, wie in den Bohrproben, heraufgebracht hat und ebenso hat der Bagger

[1]) Vgl. C. Gagel: Über die stratigraphische Stellung der sogenannten Eemfauna. Diese Zeitschrift, Bd. 70, 1918. S. 173 ff. und
C. Gagel: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geolog. Rundschau, Bd. IV, 1913, S. 344, 345 und S. 392, 393.
v. Nordmann: Bemerkungen zu O. v. Linstow: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1922, XLIII, S. 362.

später, als die Geschiebemergel- und Tonmergelbank fortgebaggert war, an denselben Stellen aus größerer Tiefe die Eemfauna in geradezu zahllosen Exemplaren zutage gefördert, also die Bohrprofile durchaus bestätigt. Aus welchem Grund dieser ganz einwandfreie Sachverhalt bisher von Herrn WOLFF bezweifelt ist, ist umsoweniger zu verstehen gewesen, als in Westpreußen genau dieselben Verhältnisse vorliegen — nur vielleicht in noch schlüssigerer Form.

Dort liegt in der Gegend von Ostrometzko—Bromberg und Thorn—Inovrazlaw usw. die typische Eemfauna unter dem tieferen der beiden dort vorhandenen Geschiebemergel, sicher auf primärer Lagerstätte — das altglaziale (unterdiluviale) Alter des dort die Eemfauna überlagernden tieferen Geschiebemergels wird erwiesen dadurch, daß unter ihm stellenweise auch noch ein süßwasserführendes Interglazial I mit *Paludina diluviana* liegt (Unislaw—Kulm), ferner dadurch, daß weiter weichselabwärts, in der Gegend von Graudenz und von Marienburg—Dirschau, dieser tiefere, Untere Geschiebemergel, der dort von einem limnischen Interglazial II bedeckt wird und obenein eine mächtige, interglaziale Verwitterungsrinde aufweist, die ganze Eemfauna auf sekundärer Lagerstätte, verschleppt in sich oder in den ihm eingelagerten Kiesbänken, enthält. Die Schichtenfolge an der unteren Weichsel mit ihren viele Kilometer langen, einwandfreien Profilen mit der ganz ungestörten Lagerung ist völlig zweifelsfrei und nie bestritten (vgl. C. GAGEL a. a. O. S. 392/393 bis 402); die Beweise für das unterdiluviale Alter des die Eemfauna überlagernden oder verschleppt in sich enthaltenden tieferen westpreußischen Geschiebemergels sind inzwischen noch durch die 1914 entstandenen Bahneinschnitte bei Dirschau mit der mehr als 15 m mächtigen Interglazialen Verwitterungszone (mit Vivianit und Holzreste führendem Schlick) darüber noch weiter vermehrt worden[2]). Der Sachverhalt ist also völlig klar

---

[2]) Dagegen hat sich das von W. WOLFF entdeckte angebliche Interglazial I von Ostrometzko (Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig, XIII, 1913, S. 84), das verschleppt auf sekundärer Lagerstätte in der oberen Moräne liegen soll, als eine alte prähistorische oder frühhistorische Kulturschicht mit Unionen, Helixarten, Holzkohlestücken, rezenten (nicht fossilen), zerschlagenen Tierknochen, angebrannten Steinen usw. erwiesen, die auf dem Unteren Geschiebemergel draufliegt und nur vom jetzigen Abraum der Ziegelei (einem Gemisch von

und einwandfrei und ergänzt auf das glücklichste die Profile am Kaiser-Wilhelm-Kanal, wo das unterdiluviale Alter des die Eemfauna überlagernden grauen Geschiebemergels nicht direkt durch sichtbaren Zusammenhang mit dem bei Grünental liegenden, vom Pflanzen führenden Interglazial II mit ***Brasenia purpurea*** bedeckten Geschiebemergel erwiesen werden, sondern nur aus der horizontalen Lagerung der ungestörten, aber größtenteils unter Wasser liegenden. Schichten erschlossen werden kann.

Der längst zweifellos erwiesene, einwandfreie Sachverhalt ist also der, daß die ein völliges unverwechselbares Unikum in Norddeutschland darstellende Eemfauna im Westen von einem mächtigen, noch nicht weiter und genauer gegliederten Glazialdiluvium unterlagert und am Kanal bei Kilometer 39 und Kilometer 39, 75 von e i n e m grauen Geschiebemergel überlagert wird, dessen Alter nur indirekt als unterdiluvial zu ermitteln ist[3]), und daß sie im Osten längs der ganzen unteren Weichsel in sehr langen einwandfreien Profilen in ungestörter Lagerung von zwei Geschiebemergelkomplexen überlagert wird, die selber noch durch ein jüngeres Interglazial und durch eine mächtige Verwitterungszone getrennt sind.

Flammentonklumpen, humosem Lehm, Geschiebemergel usw. mit jungen Kulturabfällen) bedeckt wird. Ich habe den Sachverhalt am 1. Mai 1914 festgestellt, darüber dienstlich berichtet und mein Befund ist von Herrn KEILHACK bestätigt worden. Dieses angebliche Interglazial, auf das schon allerlei weittragende Schlüsse gegründet sind, muß also endlich gestrichen werden! Es bleibt aber das limnische Interglazial I mit *Paludina diluviana* von Unislaw—Kulm, das unter demselben, die Eemfauna überlagernden Unteren Geschiebemergel liegt, als tatsächlicher Altersbeweis bestehen.

[3]) Ich möchte bei der Gelegenheit darauf hinweisen, daß das schon 1908 von mir erwähnte Interglacial von Süderstapel (C. GAGEL: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., XXXI, Teil II, S. 205), das unter dem U n t e r e n mächtigen Geschiebemergel mit der 9 m mächtigen interglazialen Verwitterungsrinde liegt, auch nur Eemzone mit *Tapes senescens* gewesen sein kann, und daß die Verhältnisse in Ost- und Westpreußen auch insofern eine ganz verblüffende Übereinstimmung mit Schleswig-Holstein aufweisen, als a u ß e r h a l b d e s g r o ß e n E n d m o r ä n e n g ü r t e l s an b e i d e n S t e l l e n d i e E e m f a u n a ganz u n g e s t ö r t l i e g t, innerhalb dieses Endmoränengürtels aber an beiden Stellen nur in Form dislozierter, zusammenhangloser Schollen auftritt, deren Altersverhältnisse nicht zu ermitteln sind: Dänische Inseln, Broacker, Alsen, Dommachau bei Danzig, Heilsberg.

Ein objektiver Grund zum Bezweifeln dieser längst ganz einwandfrei erwiesenen Tatsachen hat nie vorgelegen, und die bisher nur von Herrn WOLFF dagegen gehegten Zweifel sind ebenso hinfällig gewesen, als es seine Zweifel an dem jüngeren Interglazial Schleswig-Holsteins waren, dessen Natur und Alter er auch jahrelang bestritten hat, bis er endlich den Rückzug antreten mußte, ihn aber auch nicht klar aussprach, sondern mit folgenden klassischen Worten zu verschleiern suchte: „Die jüngere Interglazialzeit bedeutet also für die Hamburger Gegend den ältesten Abschnitt der Postglazialzeit!“[1])

Briefliche Mitteilungen.

Die Entstehungsweise der neolithischen Kultur.

(Geologisch erklärt.)

Von Herrn PAUL TUTKOWSKI in Kiew (Ukraine).

Wenn wir jetzt sehen, daß die ökonomische und besonders die landwirtschaftliche Tätigkeit des Menschen von den physikalisch-geographischen Bedingungen der Gegend in hohem Grade abhängt, so war selbstverständlich der prähistorische Urmensch noch viel stärker von seiner geographischen Umgebung abhängig. Daher kann man die hauptsächlichsten Veränderungen der Menschenkultur der vorgeschichtlichen Zeiten nur auf Grund der Geologie natürlich erklären. — Das hauptsächlichste Ereignis der vorgeschichtlichen Zeiten war der Übergang vom Paläolithikum zum Neolithikum, von der Kultur der abgeschlagenen Steinwerkzeuge zur Kultur der geschliffenen Steinartefakte (oft mit Schaftloch versehen). Die Kulturfortschritte waren während des Paläolithikum sehr langsam und unwesentlich, während des Neolithikums dagegen — sehr schnell und gründlich; die Ursache davon liegt in der Technik der Werkzeugaus-

---

[1]) W. WOLFF: Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1915, XXXVI, Bd. II, S. 279.

arbeitung selbst. Die große Langsamkeit des Fortschritts im Paläolithikum war nicht nur durch den bekannten hartnäckigen Konservativismus des primitiven Menschen bedingt, nicht nur durch damalige ungünstige Umgebung des Menschen (durch das sehr schroffe Klima der Glazialzeit, ihre dürftige Pflanzenwelt und den Überfluß der riesigen und gefährlichen Tiere) verursacht, sondern vor allem durch die Unmöglichkeit der freien Wahl von Materialien für Werkzeuge hervorgerufen. Der Mensch war damals von den Feuersteinlagerstätten abhängig, da nur dieses Mineral einen scharfen schneidenden Rand beim Zerschlagen oder Quetschen gibt (Obsidiane und andere natürliche Gläser sind zu selten). Diese sehr lästige Abhängigkeit zwang den Menschen zum Suchen der Feuersteinlagerstätten, vielleicht zur Unternehmung von weiten kommerziellen Expeditionen, wahrscheinlich auch von Kriegszügen in die Gegenden, wo damals solche Lagerstätten bekannt waren. Das alles forderte großen Zeit- und Kraftaufwand, verlangsamte und hielt die Kulturfortschritte zurück. Versuche, den Feuerstein durch andere Materialien (Knochen, Horn usw.) zu ersetzen, waren ungenügend. Seit der Mensch dagegen von dieser lästigen Abhängigkeit befreit war, seit er Steine zu schleifen lernte, erhielt er die Möglichkeit jedes harte Gestein für seine Werkzeuge zu verwenden, erreichte er die freie Wahl der nötigen Materialien — und dann, nämlich im Neolithikum, der ebenso ungünstigen Bedingungen der Postglazialzeit (Wüstenklima, Pflanzenmangel, gefährliche Tierriesen) ungeachtet, beobachten wir einen ungeheuren, erstaunlichen Fortschritt, einen echten Sprung oder Bruch in der Kultur (die Erfindung der Töpferei, der Haustier-Züchtung, die Anfänge des Ackerbaus, der ständigen Wohnung, der Textilindustrie usw.); die freie Wahl der Materialien für Steinwerkzeuge gab dem Urmenschen eine große Ökonomie von Zeit und Kraft, gab ihm Freistunden zur Ausarbeitung aller Zweige der Kultur, zum schnellen Fortschritt. Wie erfand aber der Mensch die so sehr wichtige Kunst des Steinschleifens? Wie entstand die neolithische Kultur? Es ist die Kardinalfrage der menschlichen Vorgeschichte — und sie bleibt ein Rätsel in der Archäologie. Bekanntlich nahm man Eindringen von Fremdrassen, die diese Kunst mitbrachten, an (aber wo und wie haben sie diese Kunst erlernt?); G. de Mortillet dachte, daß der Mensch das Steinschleifen an der Bildung der Gerölle in Bächen und Flüssen studieren konnte, aber das be-

obachtete der Urmensch ganze Jahrtausende während der paläolithischen Epoche — und solche Beobachtungen mußten ihn nur überzeugen, daß nämlich das Wasserschleifen nur abgerundete, für ihn nutzlose (ohne scharfe Ränder) Steine schafft. — Für Geologen ist augenfällig, daß am Anfang der Neolithzeit (der Postglazialepoche) ein neues geographisches Medium entstand, in welchem der Mensch Steine zu schleifen lernte. Das chronologische Zusammenfallen beider (archäologischen und geologischen) Epochen ist nicht zufällig. — Sich auf seine weiteren Arbeiten von 1899 und 1909 über das glaziale und postglaziale Klima stützend (s. ausführliche Referate in deutscher Sprache: Geolog. Zentralblatt 1901, Bd. I, Nr. 1283 und 1910, Bd. XV, Nr. 326; C. R. des XI. internation. Geol.-Kongresses 1911, Stockholm, S. 359 bis 369 u. a.), betont der Verfasser, daß während des ersten Teiles jeder Postglazialepoche überall längs der Peripherie der großen sterbenden Eisdecke echte Wüsten entstanden, in welchen unter anderem das natürliche Abschleifen aller Felsen und Steine durch den Wind in großem Maßstabe stattfand (die zahllosen, großartigen und unwiderleglichen Spuren dieser Postglazialwüsten sind vom Verfasser in seiner großen Arbeit von 1909 aus allen Gegenden von Europa und Nordamerika ausführlich beschrieben). Nicht nur konnte, vielmehr mußte der vorgeschichtliche Mensch, der am Rande der postglazialen Wüsten lebte, die Resultate und den Mechanismus selbst des Felsen- und Steinschleifens sehen und erlernen, — er war unermüdlich bemüht, die Verwandlung der losen Geschiebe und Blöcke zu Pyramidalgeschieben durch das Windschleifen unmittelbar zu beobachten; wirklich sammelte er diese Kantengeschiebe und brauchte sie als fertige Werkzeuge; seine eigenen, in der Wüste verlorenen abgeschlagenen Steinwerkzeuge fand er wieder als schöne abgeschliffene Artefakte; so mußte er endlich auf die Idee kommen, verschiedene harte Steine mittels Sand abzuschleifen, um gute Werkzeuge aus jedem harten Material zu bekommen. Die Lehrerin des Menschen war die Natur selbst.

Somit ist die neolithische Kultur ein unausbleibliches Resultat des Einflusses des damaligen geographischen Mediums auf die vorgeschichtliche Menschheit und die Geologie erklärt sehr gut dieses archäologische Rätsel (ohne „deus ex machina“ von Mortillet u. a.).

Geysirspuren im ukrainischen Polessie.

Von Herrn PAUL TUTKOWSKI in Kiew (Ukraine).
Ukrainische Akademie der Wissenschaft.

Mitten in der waldigen Sandrlandschaft des ukrainischen Polessie (Gouv. Wolhynien, Distrikt Owrutsch), unweit des nördlichen, durch tektonische Verwerfungsspalten gebildeten Randes des großen ukrainischen Granit-Horstes, auf beiden Ufern des Flusses Ubort (rechten Nebenflusses des Pripet) begegnet man einer sehr merkwürdigen Erscheinung, welche sonst nirgends im Gebiete dieses Horstes vorkommt: die zahlreichen anstehenden, vom Verfasser genau untersuchten Granit- und Gneisentblößungen, welche bedeutende Felsen bilden, sind überall zwischen den Dörfern Suschtschany und Jurowo an der Oberfläche mit einer recht dicken (20—35 cm) Rinde von milchweißem Quarz bedeckt. Diese Quarzrinde ist durch spätere mechanische Verwitterung (im postglazialen Wüstenklima) zu großen und kleinen eckigen Schollen zerfallen und bildet hier auf weite Strecken Anhäufungen von Quarzscherben (ganze Steinmeere). Von der Quarzrinde dringen nach unten in die Granite und Gneise sehr zahlreiche, verschiedenartig verästelte Gänge (mit Apophysen) des milchweißen Quarz ein. Viele abgesonderte eckige Gneistafeln sind so reich mit Milchquarz imprägniert und enthalten so zahlreiche feine Quarzzwischenschichtchen, daß sie gänzlich dem fossilen verkieselten Holz ähneln (besonders wenn die härteren Quarzzwischenschichten durch die äolische Bearbeitung herauspräpariert sind). In der dicken Quarzrinde begegnet man nicht selten Hohlräumen mit vielen Drusen von größeren Milchquarzkristallen und kleineren, gut ausgebildeten, durchsichtigen, farblosen, schönen Bergkristallen; besonders reich an solchen Bergkristallen ist der verwitterte, feinkörnige Gneis des sogenannten „Berges Solotucha" (etwa 3 km nördlich vom Dorfe Suschtschany am linken Ufer des Flusses Ubort). — Die Erscheinung solch reicher Verquarzung der kristallinischen Gesteine erstreckt sich auf dem linken Ufer der Ubort auf einer Fläche von etwa 280 qkm, aber auf dem linken Ufer erstreckt sie sich auf

einer großen Fläche von ungefähr 922 qkm; hier beobachtet man große Massen eines alten (wahrscheinlich mitteldevonischen) Sandsteins, welcher auf kristallinischen Gesteinen auflagert und lange Kämme (Inselberge) bildet; dieser sehr harte rote (selten graue) äolische (nach Verfassers Untersuchungen) Wüstensandstein, der sogenannte Owrutscher Sandstein, ist ebenso größtenteils mit einer dicken Milchquarzrinde bedeckt und von sehr zahlreichen weißen Quarzgängen, -adern und Apophysen nach allen Richtungen zerschnitten. Die Gesamtfläche der Verbreitung der beschriebenen Gesteinsverquarzung beträgt etwa 1202 qkm. — Da alle diese Quarzrindengänge und -adern unzweifelhaft hydrochemischen Ursprungs sind und ihr Auftreten nur auf genannter Fläche lokalisiert ist, so liegt der Gedanke nahe, daß in dem besprochenen Gebiete während der ältesten geologischen Zeiten (von archäischer Ära bis zur Mitteldevonperiode) eine besonders starke Verwitterung der kristallinischen Gesteine und überhaupt außerordentlich starke hydrochemische Prozesse (Lösung und Abscheidung von Kieselsäure) stattfanden. Solche Vorgänge können nur durch Annahme starker, heißer Quellen (Geysirs) erklärt werden. Eine solche Annahme wird durch das Vorhandensein in dieser Gegend der erwähnten Verwerfungsspalten und durch das Auftreten zahlreicher, vom Verfasser konstatierter erloschener Vulkane (großer Austritte verschiedener Effusivlaven) — 10—52 km nach S und 51 km nach W von Suschtschany — unterstützt.

Bericht über geologische Forschungen in Albanien.

Von Herrn Ernst Nowack.

I.

Berat, den 28. Juni 1922.

Auf einer Reise in Albanien (im Dienste der albanischen Regierung) begriffen, hatte ich in den Monaten April und Mai 1922 Gelegenheit, das Hinterland von Valona eingehender zu untersuchen und dadurch meine früheren Studien über die Stratigraphie und Tektonik des albanischen Tertiärs wesentlich zu ergänzen. Ferner wurden die Ge-

birge des Bezirkes von Himara kurz bereist und damit ein Einblick in den Aufbau der südalbanischen Gebirge gewonnen.

Im Hinterland von Valona erreicht das niederalbanische Jungtertiär seine südliche Grenze und aus dem niedrigen tertiären Bergland heben sich nun nach SSO streichende, aus mesozoischen Kalken aufgebaute Hochgebirgsketten Stogo-, Cika-, Gribagebirge) empor, die der Jonisch-Adriatischen Gebirgszone nach PHILIPPSON und RENZ angehören.

Die Beziehungen zwischen der Tektonik und Fazies des Jungtertiärs und diesen älter gefalteten Gebirgen beanspruchen besonderes Interesse. Sowohl fazielle Entwicklung als auch tektonische Verhältnisse des Jungtertiärs zeigen wesentliche Verschiedenheiten gegenüber den von mir früher studierten zentralen Gebieten Nieder-Albaniens.

Tektonisch bildet das Jungtertiär im Hinterland von Valona eine weite, gegen die untere Shushica zu geöffnete Mulde, die gegen Süden in der langgestreckten, von alttertiärem Flysch erfüllten Mulde zwischen dem Cika- und Gribagebirge ihre Fortsetzung findet. Am westlichen Muldenrand (bei Valona) transgrediert die zweite Med. St. deutlich mit ausgezeichnet fossilführenden, leithakonglomeratähnlichen Bildungen über den alttertiären Flysch (Die Lage der bekannten, alten Festung Canina nächst Valona knüpft an das miocäne Strandriff).

Über dem Transgressionskonglomerat folgen faziell reich differenzierte mittel- bis obermiocäne Bildungen (Austernsande, Muschelbreccien, Lithothamnienkalke, Mergel usw.). Im zentralen Gebiet der Shushicamulde ist die mittelmiocäne Transgression nicht so scharf ausgesprochen. Das Miocän ist hier durch eintönige fossilarme, mächtige mergelsandige Bildungen vertreten, die auf Absatz in ruhigem Wasser hindeuten. Faziell, wie auch tektonisch besteht eine enge Verknüpfung mit dem alttertiären bis untermiocänen Flysch und sind hiermit die Verhältnisse stark jenen Nieder-Albaniens angenähert. Den Ostrand der Mulde bildet eine große Störungslinie, die in der Fortsetzung einer von mir bereits in der Malakastra festgestellten Störung liegt und die sich als nichts anderes herausstellt, als die Ausstrahlung des Überschiebungsrandes der Griba-Antiklinale über die überfaltete Shushicamulde.

Sehr deutlich tritt im Tertiär des Hinterlandes von Valona die pliocäne Transgression in Erscheinung. Sie äußert

sich zwar nicht in stürmischer Weise durch eigentliche Transgressionsbildungen, sondern nur darin, daß die mächtigen Piacentintone übergreifend und in etwas ruhigerer Tektonik über dem intensiver gestörten Miocän liegen. Dadurch, daß über dem Piacentin eine mächtige Folge oberpliocäner, durchlässiger Sande und Schotter, bzw. Konglomerate (Asti-Stufe bis Diluvium) entwickelt ist, tritt die Auflagerung des Pliocäns in der Landschaft meist als deutliche Geländestufe hervor.

In Zusammenfassung der Beobachtungen im Tertiär des Hinterlandes von Valona wäre festzustellen, daß sich sowohl in Fazies als auch in Tektonik deutlich „inneralbanische" Einflüsse, d. h. hier der Einfluß der untertauchenden, älter gefalteten Jonischen Ketten, bemerkbar machen. Das Tertiär im Hinterland von Valona gehört seiner Entwicklung nach nicht mehr dem niederalbanischen neogenen Geosynklinalgebiet an, sondern es ist der südliche, kontinental stärker beeinflußte Rand des Sedimentationstroges und weist daher in Fazies und Tektonik Anklänge einerseits an die Verhältnisse im Neogen in Griechenland, andererseits an die Verhältnisse am Ostrand des albanischen Sedimentationstroges (Gegend von Dulcigno und Tirana) auf.

Die älteren Gebirgsketten, die südlich und östlich von Valona aufsteigen, entsprechen im wesentlichen antiklinal gebauten Gebieten, sind jedoch in sich selbst noch wesentlich gestört. Den Kern des westlichen Antiklinalgebiets bildet der Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Cikagebirges; in der südlichen Fortsetzung desselben (Hinterland von Himara) wurden weitere rote und grüne Ammonitenkalke mit Eisen-Mangan-Infiltrationen (Lias?) und fossilleere Kalk-Hornsteinschichten (Jura) festgestellt. Die Flanken des Antiklinalgebiets bilden Kreide- und Nummulitenkalke. Das Karaburungebirge (Akrokeraunische Halbinsel) scheint durchaus aus Kreidekalk in Hippuriten- und Gastropodenfazies zu bestehen und bildet den Westflügel der Cika-Antiklinale. Eine große Störungslinie, welche durch den Logorapaß und das in die Bucht von Valona auslaufende Tal von Dukati bezeichnet ist, zerreißt den Westflügel der Antiklinale. Die nördliche Fortsetzung der Kernregion bildet das Stogogebirge, das mit seinem Ausläufer bis an Valona heranreicht. Der Logorabruch scheint bereits genetisch mit den Jonischen Senkungsbrüchen in Zusammenhang zu stehen, wie ja überhaupt der innere und westliche Teil der Bucht von

Valona bereits Senkungscharakter aufweist. Die niederalbanische Hebungs- und Jonische Senkungsküste treten hier in ähnlicher Weise zusammen und führen zu denselben Erscheinungen im Küstenverlauf und Wechsel im Küstencharakter, wie bei Skutari, wo die dalmatinisch-montenegrinische Senkungsküste ihr Ende erreicht. Im Jungtertiär ist ein Wiederaufleben der Cika-Antiklinale angedeutet.

Die große Shushica-Flyschmulde ist im wesentlichen isoklinal gebaut, nach W übergelegt und in sich sekundär gefaltet. Nach N zu ist, wie bereits erwähnt, auch das Neogen in die Faltung einbezogen. Gegen S zu hebt sich aus der Shushicamulde eine sekundäre Antiklinale heraus und zwieselt dadurch die Hauptmulde in zwei Sekundärmulden, welche bei Cieparo bzw. Borshi das Meer erreichen.

Weniger klar erscheint der Bau des nächst-östlichen Hauptantiklinalgebiets, das durch das Gribagebirge bezeichnet wird. Dieses Gebirge taucht an der Vijosa mit der von N gesehen sehr imposanten Majë Kulcit ziemlich steil gegen N unter das Tertiär. Das Gribagebirge selbst scheint durchaus aus Kreidenummulitenkalken zu bestehen und tektonisch einerseits der nördlichen Walmseite, andererseits dem Ostflügel des Antiklinalgebiets anzugehören. Der Kernregion dürften die morphologisch sehr abweichenden, formenreichen Kalke der Cepinkette entsprechen, die wahrscheinlich Titon sind. Ein Flyschband, das dem Lauf des Sjiumi Smoktines folgt und die Cepinkette von der Gribakette (Cundrevizza) trennt, deutet auch hier auf einen mit mächtigen Störungen verbundenen, komplizierten inneren Bau der Antiklinalregion.

Das ganze untersuchte Gebiet von Valona und Himara beansprucht hohes praktisches Interesse wegen seiner Petroleumführung; die Frage nach dem Auftreten des Erdöls und Bitumens wurde eingehend studiert und bleibt deren Behandlung einer späteren, besonderen Veröffentlichung vorbehalten.

Erwähnenswert ist ferner aus dem Gebiete eine überaus mächtige, ausgebreitete diluviale Kalkbreccienbildung mit Raseneisenerzen, die sich am Westfuß der Majë Kulcit ausbreitet und ein landschaftlich auffallendes, mit weithin sichtbaren Steilabstürzen versehenes, höhlenreiches Plateau bildet. Im Westteil des Bezirkes von Argyrokastron würde eine offenbar metasomatische Sideritlagerstätte festgestellt, die vielleicht auch praktisches Interesse gewinnen kann.

Eine neue Reise soll den Berichterstatter nunmehr durch die von Geologen bisher noch nicht besuchten Gebirge zwischen Berat und Korça im Flußgebiet des Ossum (Ljumi Beratit) und Devoli führen, woran sich eine nähere Untersuchung des erzreichen Distriktes von Korça anschließen soll.

II.

Tirana, den 5. September 1922.

Der Monat Juli und August war der Erforschung des bisher geologisch noch unbekannten Teils Albaniens zwischen den Städten Berat und Korça, — d. i. ungefähr das Gebiet zwischen den Flüssen Ossum und Devol — gewidmet; es wurde auch noch das Gebiet unmittelbar nördlich des Devolflusses bereist, so daß ich nach Norden ziemlich den Anschluß an die im Kriege durchgeführte geologische Aufnahme des mittleren Skumbigebietes gewonnen habe.

Die Reise ging von Berat in östlicher Richtung. Es wurde zunächst der hier isoliert aufragende, mächtige, über 2400 m hohe Tomor-Gebirgsstock untersucht. Er erwies sich als eine N—S streichende gewaltige Antiklinale von Nummuliten- und Hippuritenkalken. Im Osten von der Flyschmulde des Tomoricatales, im Westen durch jene des unteren Ossumtales begrenzt. Nummuliten sind auf der ganzen Südseite des Gebirges bis auf den Kamm verbreitet und vielfach mit Hippuriten vermengt. Die Morphologie des Gebirgsstocks ist außer durch die Tektonik ganz wesentlich durch Glazialerosion bedingt; an der ganzen Ostseite des Gebirgskamms ist Kaar an Kaar eingekerbt, ein fast zusammenhängender Moränenwall zieht sich in etwa 1600 m an der Ostseite des Gebirgs entlang; Kaarstufen und höhere Moränenwälle liegen in 1800 bis 2000 m Höhe. — Einer weiter östlich folgenden Kreide-Eocänkalk-Antiklinale entspricht das breitgebaute Glumakagebirge; sie läuft nach Süden in die an Hippuritenfragmenten und Nerineen reiche Çuk e Leshnes aus, ein über 1800 m hoher Gebirgsrücken, der von dem Çerevodafluß in einer vollkommen ungangbaren, 1000 m tiefen Schlucht zersägt wird. — Weiter nach Osten folgt wieder ein weites Flyschgebiet, das von kämmebildenden, gelegentlichen Nummulitenkalk- und -konglomerateinlagerungen unterbrochen wird. Aus dem Flyschterrain ragt ein schmaler, überaus scharf geformter Hochgebirgskamm, die Ostravica (2374 m). Sie besteht aus steil gefalteten, gut geschichteten, petrographisch man-

nigfaltigen Kalken, welche ich mit den „Krastakalken“ des Skumbigebiets identifizieren möchte. Die innige, ins Liegende wie ins Hangende vollkommen konkordante Verknüpfung dieser Kalke mit dem Flysch ist auch hier deutlichst zu beobachten und ich halte daher auch die Ostravicakalke für eine lokale Kalkfazies innerhalb des alttertiären Flyschkomplexes. Auch das Ostravicagebirge weist besonders an der Ostseite Vergletscherungsspuren auf, darunter zwei Moränenseen. — Schon an den Osthängen des Ostravicagebirges begegnet man in den nummulitenführenden Flyschbildungen einzelnen Serpentinvorkommen, die immer von Fetzen eines grauen, trümmerigen, von Kalkspat durchäderten Kalkes begleitet sind. Erst etwa 6—9 km östlich dieser ersten Anzeichen der Serpentinzone gelangt man in größere Massen basischer Eruptivgesteine. Die Serpentinzone ist hier, in der Gegend östlich Korça, jedoch von ganz anderem Aussehen als in Nord- und Mittelalbanien; die dort so verbreiteten und charakteristischen Schiefer-Hornsteine fehlen hier ganz. Dagegen zieht sich am Westrande der Serpentinzone ein breiter Gebirgsstreifen von Hochflächencharakter, in welchem tektonisch überaus beanspruchter (glasiger) Serpentin, grauer Kalk in einzelnen Klippen und Fetzen sowie Flyschgesteine ein vollkommenes Durcheinander bilden; daran schließt sich eine weitere merkwürdige Zone, in welcher der Serpentin von kleinsten bis ganze Bergzüge zusammensetzenden Kalkinseln durchsetzt ist. Südwestlich Korça ist die Serpentinzone in der Maja Lugut von einem über 1900 m hohen, stark verkarsteten Kreidekalkplateau überdeckt; faziell ist hier die Kreide sehr ähnlich wie im Polisitgebirge (Skumbigebiet) entwickelt, es herrschen fast durchaus bunte Kalkkonglomerate.

Die Ebene von Korça ist ein typischer Grabenbruch, der hier in der Fortsetzung des Ohridagrabens in der Serpentinzone eingesunken ist. Der Graben von Ohrida — Korça stellt nur den tiefstgesunkenen Rindenteil innerhalb eines weiten Einbruchsgebiets dar; sowohl das Becken von Bilisht im Osten von Korça, als auch die Gegend von Vockopoi westlich Korça mit der Landschaft Gora, die zum oberen Skumbibecken hinüberleitet, gehört dieser Senkungsregion an. Sie ist dadurch bezeichnet, daß hier in großer Mächtigkeit jüngeres Tertiär über dem Serpentin lagert; besonders im Osten von Korça, längs eines hier horstartig aufragenden Serpentinzuges sind großartige und versteinerungsreiche Transgressionsbildungen entwickelt; die

durch die einsetzende Senkung eingeleitete Transgression dürfte im oberen Oligocän begonnen haben, der Senkungsprozeß dürfte dann kontinuierlich während des ganzen Miocäns angedauert haben, da sich nur so die außerordentliche Mächtigkeit und gleichbleibende Ausbildung der Tertiärablagerungen hier erklären läßt. Der Einbruch des Grabens von Korça entspricht offenbar der Schlußphase des Auflockerungs- und Senkungsvorgangs. Auch an den inneren Bruchrändern finden sich Reste von Tertiär, ebenso wie der Ohridagraben vom Graben von Korça durch eine Schwelle von Tertiärsanden und -konglomeraten (wahrscheinlich Pliocän) getrennt ist.

Der Serpentin der Gegend von Korça enthält einige beachtenswerte Erzvorkommen; es findet sich Schwefelkies, Kupferkies und Magnetit epigenetisch an Spalten gebunden; die ersten beiden Erze sollen nach französischen Untersuchungen Goldgehalt besitzen. Ein nicht bedeutendes Chromitvorkommen liegt am Ohridasee nächst Pogradec. Besonders genetisch sehr interessant ist das Auftreten von Asbest in größeren Mengen (meist mit Talk vermengt) in den fossilen Serpentinschuttmassen an der Basis des Tertiärs. Gleichfalls im basalen Teil des Tertiärs treten an vielen Stellen Kohlenflöze auf; ob sie von größerer praktischer Bedeutung sind, müßte erst untersucht werden. Ich fand ferner im Tertiär an den Bruchrändern merkliche Ölspuren wie Austritte brennbarer Gase; auch Schwefelquellen von normaler Temperatur sind im Tertiär der Umgebung von Korça sehr verbreitet.

Von Korça folgte meine Reise im wesentlichen dem Devollauf, wobei ich die Gebirge zu beiden Seiten des Flusses in Stichtouren untersuchte.

Der Devolfluß betritt nach seinem Ausfluß aus dem Maliksee das tertiäre Bergland im Westen der Ebene von Korça. Das Tertiär am Devoli steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Tertiär des oberen Skumbibeckens und ist flachmuldenförmig gebaut. Der Rücken des W—O streichenden Kamiagebirges, das die Wasserscheide zwischen den Skumbiquellflüssen und dem Devoli bildet, besteht aus im Muldeninnern fast schwebend lagernden, mächtigen Sandstein- und Quarzkonglomeratschichten, die am Gebirgskamm in überaus groteske turm- und bastionsförmige Felsgebilde aufgelöst sind. — Erst etwa 20 km unterhalb seines Eintritts in das Bergland westlich des

Maliksees erreicht der Devol die Serpentinunterlage: hier sind an der Grenze nur geringmächtige und versteinerungsarme Transgressionsbildungen entwickelt. Der Devolfluß bildet bei seinem Eintritt in den Serpentin seine erste, etwa 5 km lange, aber noch gut gangbare Enge. Hierauf gelangt er in eine Zone, in welcher der Serpentin mit Kalkklippen und Flysch innig verknüpft ist. Der Kalk erreicht nicht jene Verbreitung wie im Gebirge südwestlich Korça, immerhin bildet er landschaftlich auffallende klippige Berge, die sich einerseits an den östlichen Hängen des Guri-Topitgebirges gegen N, andererseits an der Ostseite des Helidzontals nach S ziehen, wo sie in die bereits erwähnte Klippenhochfläche südwestlich Korça überleiten. In einer der Kalkklippen am Nordhang des Devoltals wurden Nummuliten festgestellt. — Jenseits der Klippenzone tritt der Fluß in Flysch ein, dem der von S her kommende Helidzonfluß folgt und der aus dem Ostravicagebiet herüberstreicht. Der scharfe Kamm des Bofniagebirges und der Maja Mirces (beide um 2000 m hoch) bestehen aus Ostravicakalk und entsprechen den beiden Flügeln einer großen Synklinale innerhalb des Flysches. Auch der W—O streichende kurze Kamm der Lenia (Maja Mogliçit) besteht aus denselben Kalken, wobei hier besonders schön die auskeilende Wechsellagerung zwischen Kalk und Flysch zu beobachten ist.

Nach Durchquerung dieses aus Flysch und Ostravicakalken bestehenden Gebirgsstreifens tritt der Devolfluß abermals in Serpentin ein und bildet hier eine furchtbare, unzugängliche Schlucht, die „Grüka Devolit". Die Gebirge zu beiden Seiten, — nördlich die Sohagora, südlich die Koshnica —, bestehen vorwiegend aus Olivinfels und Dunit. Dieser Serpentinzug findet weiter nach S keine Fortsetzung; der Serpentinrücken der Koshnica endet an der Qafa Guri preres (= geschnittener Stein, wegen eines auffallenden kubischen Kalkblocks daselbst) und grenzt hier an Flysch, in welchem im Mali gjarperit mächtige Konglomeratmassen eingeschaltet sind. Nach N zu bildet jenseits der Sohagora und des Tales von Shënapremte der Serpentin noch den sehr auffallenden, vulkankegelförmigen Komjani. Der Paß von Shënapremte, über welchen der die Grüka Devolit umgehende Karawanenweg von Korça nach Elbasan führt, knüpft an einen Flyschstreifen zwischen dem Serpentin der Sohagora und dem Kalk der Lenia. Dieser Flyschstreifen läuft, eine deutliche Tiefenlinie im Gebirge

hervorrufend, nach N. Er wird im Osten von einer weithin streichenden Kalkstufe (Mali Firtit, M. Lisez) überragt, jenseits welcher wieder flyschartige Sandsteine folgen; sie lehnen sich an die große zusammenhängende Serpentinmasse, welche das Guri-Topitgebirge (2319 m) bildet. Gegen S und O ist dieses breitgebaute und formenarme Gebirge von jenem Serpentin-Kalk-Flyschstreifen umgrenzt, der vom Devoltal durchquert wird. Im Guri Topit sind ziemlich mannigfaltige Gesteintypen vertreten; besonders auffallend ist flaserigschieferiger Peridotit, der ganz den Habitus von kristallinen Schiefern annimmt und zu amphibolitartigen Gesteinen hinüberführt, andererseits ist das Gestein auch sehr grobkörnig (pegmatitisch) ausgebildet. Magnetit und Chromit ist stellenweis reichlich vorhanden, nirgends stieß ich jedoch auf kompaktere, zusammenhängende Schlieren.

Auf der Westseite des Gebirges treten Schiefer, Hornstein und plattige Kalke in überaus gequälter Lagerung auf; diese Gesteine und ihr Verhältnis zum Serpentin erinnert vollkommen an das Skumbiprofil. Auch das Guri-Topitgebirge weist prächtige Glazialspuren auf, und zwar gleichfalls wieder fast nur an der Ostseite; am merkwürdigsten ist eine glazial ausgearbeitete Gebirgsterrasse mit einer Moränenlandschaft, die an 15 kleine Seen birgt.

Der Devoli tritt unterhalb der Grüka Devolit in Flysch ein, den er nun flußabwärts nicht mehr verläßt. Gegen S zu gehört dieser Flysch der breiten Tomoricamulde (zwischen Tomor- und Koshnicagebirge) sowie dem nach N untertauchenden Momor-Antiklinalgebiet, — in Ml. Silovec kommt der Kalkkern nochmals zum Vorschein —, an. Gegen N zu wird das Flyschland von einer Kalkstufe begleitet, die in tiefen Schluchten von den Bächen zerschnitten wird; leider konnte dieses Gebiet (Mali Shpatit) in die Untersuchung nicht mehr einbezogen werden. Die Reise fand in Elbasan ihren Abschluß.

Zur Eemfauna.

(Nachträglicher Zusatz.)

Von Herrn C. Gagel.

Nachträglich möchte ich noch bemerken, daß der von Herrn Wolff als zweifellos „erwartete“ Fund der Eemfauna auf den anderen Ostfriesischen Inseln (Baltrum und Langeroog) bereits vor sechs Jahren von mir gemacht und in den Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen, Lief. 199, S. 16 und S. 19 und 20 beschrieben ist!

Außer den dort bereits erwähnten Formen: *Tapes senescens* und den riesigen schwarzen Exemplaren von *Ostrea edulis* (> 15 cm groß), *Mytulus edulis*, *Cardium edule* und *Buccinum undatum* kommen nach der inzwischen erfolgten Bearbeitung der damals gesammelten Fauna dort noch vor: *Zyrphaea crispata* L. in 10 cm großen Exemplaren (die jetzt lebenden Formen an der englischen Küste werden nach Jeffreys höchstens 60 mm groß!) und nach freundlicher Bestimmung und Vergleichung mit ihrem rezenten mediterranen Material durch die Herren Köbt und Schmieber auch noch: *Mactra stultorum* (ein riesiges, dickschaliges Exemplar, wie jetzt bei Suez), *Tapes pullastra* L. (*Venus virginea* ant., zwei gute Schalen), *Cardium norvegicum* L. (sehr große, aber beschädigte Exemplare) und *Cardium tuberculatum* L. (ebenfalls > 5 cm große Exemplare).

Von *Tapes senescens* liegen von dort außer den bereits erwähnten zwei vollständigen, tadellosen Exemplaren noch mindestens ein Dutzend etwas beschädigter, abgestoßener, aber mit den sicheren Exemplaren sonst völlig übereinstimmende Stücke vor, — auch solche von Wangeroog!

Alle vorhandenen Formen sind, soweit sie jetzt überhaupt noch in der Nordsee vorkommen, ganz unvergleichlich viel größer, dickschaliger und großenteils ganz anders erhalten (schwarzblau, kalziniert!), als die kleinen, dünnschaligen, naturfarbigen, durchschimmernden rezenten Formen —, es ist eine Fauna viel wärmeren Wassers und wesentlich besseren Lebensbedingungen, als sie jetzt in der Nordsee vorhanden sind!

Was nun den Schlußsatz des Herrn Wolff betrifft, so habe ich allerdings bisher an der — anscheinend ver-

alteten und, wie es scheint, von Herrn Wolff selbst nicht geteilten — Anschauung festgehalten, die Literatur darüber, worüber ich schreibe, auch zu lesen. Das hat mir allerdings n i c h t ermöglicht, aus den sich stetig widersprechenden Angaben und Ausführungen von Herrn Wolff, diejenige Version herauszufinden, die er jeweils als die zutreffende angesehen zu wissen wünscht, da Herr Wolff m. W. niemals eine seiner irrigen Angaben und Behauptungen unmißverständlich und klar widerrufen hat.

Ich muß aber erneut nachdrücklichst Verwahrung dagegen einlegen, daß Herr Wolff, entgegen meinen ganz unmißverständlichen Angaben, in der Vortragsdiskussion immer wieder den Anschein zu erwecken sucht, daß ich die Eemfauna an den fraglichen Stellen nicht persönlich aus den Baggereimern entnommen habe, — i c h h a b e d a s g e t a n!

Die ganze Diskussion in dieser Angelegenheit erinnert auffallend an die sehr ähnliche Polemik zwischen Al. Bittner und Mojssissowics vor 30 Jahren über die Gliederung der alpinen Trias, die auch nicht eher ein Ende nahm, als bis Mojssissowics es eingesehen hatte, daß man einen erwiesenen Sachverhalt auch durch noch so beharrliches Bestreiten nicht aus der Welt schaffen kann.

Ich habe nicht das mindeste Bedürfnis, Herrn Wolff zu kritisieren, sondern nur das, einwandfrei festgestellte Tatsachen von erheblichster Bedeutung nicht totschweigen bzw. unterdrücken zu lassen.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

März 1924.

Vorstand

Vorsitzender:	Herr	Krusch.
Stellvertr. Vorsitzende	„	Pompeckj.
	„	Deecke.
Schriftführer	„	Bärtling.
	„	Leuchs.
	„	Solger.
	„	Mestwerdt.
Schatzmeister	„	Picard.
Archivar	„	Dienst.

Beirat

Die Herren: Broili-München, Buxtorf-Basel, Cloos-Breslau, Erdmannsdörffer-Hannover, Fliegel-Berlin, Schumann-Grube Jlse (N.-L.), Stremme-Danzig, Suess-Wien, Wegner-Münster.

Verzeichnis der Mitglieder*).

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

A. Ehrenmitglieder.

Beyschlag, F., Dr., Prof., Geh. OBR., Präs. d. Preuß. Geol. L.-A. a. D., 1883. Berlin SW 29, Belle-Alliance-Straße 38.

Branca, W., Dr., Prof., Geh. BR., 1876. München, Kurfürstenplatz 8 III.

---

*) Abkürzungen der Amtsbezeichnungen und Titel: Ass. = Assistent, Bergass. = Bergassessor, Bergw. Dir. = Bergwerksdirektor, Bez. Geol. = Bezirksgeologe, BR. = Bergrat, Geh. BR. = Geheimer Bergrat, Geh. OBR. = Geheimer Oberbergrat, Geol. = Geologe, L. Geol. = Landesgeologe, Marksch. = konzessionierter Markscheider, OBR. = Oberbergrat, Pd. = Privatdozent, Prof. = Professor, Reg. Geol. = Regierungsgeologe, Reg. R. = Regierungsrat, Sekt. Geol. = Sektionsgeologe, StR. = Studienrat.

B ü c k i n g, H., Dr., Prof., Geh. BR., 1873. Heidelberg, Ziegelhäuser Landstr. 39.
v. E c k, Dr., Prof., 1861. Stuttgart, Weißenburgstr. 4 B II.
H e i m, A., Dr., Prof., 1870. Hottingen-Zürich 7, Hofstr. 100.
J e n t z s c h, A., Dr., Prof., Geh. BR., L. Geol. a. D., 1872. Gießen, Frankfurter Str. 34.
K a y s e r, Emanuel, Dr., Prof., Geh. RR., 1867. München, Giselastr. 29.

B. Ordentliche Mitglieder.

Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen, 1914.
Aachen, Geol. Sammlung d. Techn. Hochschule, 1907.
A a r n i o, B., Dr., Dozent, 1922. Helsingfors, Boulevardgatan 30.
A b e l s, J., Dr., 1919. Freiburg i. Br., Maria-Theresia-Str. 6.
A c h e n b a c h, L., Bergw. Dir., 1922. Wellinghofen bei Hörde (Westf.).
A h r e n s, H., Dr., Geol., 1920. Berlin W10, Genthiner Str. 5.
A h r e n s, W., Dr., Geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
A l l i s a t, W., Marksch., 1920. Mülheim (Ruhr), Uhlandstr. 58.
Altenessen, Köln-Neuessener Bergwerksverein, 1920.
A l t h o f f, W., Fabrikant, 1920. Bielefeld, Werther Str. 30.
A n d r e e, J., Dr., 1922. Münster i. W., Kampstr. 2 III.
A n d r é e, K., Dr., Prof., 1902. Königsberg i. Pr., Brahmsstraße 19 I r.
A n g e n e n t, P., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1920. Neustaßfurt.
Anholt (Westf.), Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung, 1914.
A r a n o w s k i, K., Lehrer, 1923. Berlin W 30, Frankenstr. 2.
A r l t, H., Dr., BR., 1911. Bonn, Joachimstr. 4.
A r n d t, H., Dr., Reg. Geol., 1909. München NO II, Promenadestr. 15.
v o n A r t h a b e r, G., Dr., Prof., 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
Aschersleben, Kaliwerke Aschersleben A.-G., 1920.
A ß m a n n, P., Dr., BR., Bez. Geol., Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Athen, Geologisches Amt von Griechenland, 1922. Ministerium der nationalen Ökonomie.
A t t e n k o f e r, G., Präs. des Oberbergamts, 1920. München 23, Wilhelmstr. 11.
A u l i c h, Dr., Prof., 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.

Aus dem Bruch, W., Marksch., 1920. Buer-Erle (Westf.), Auguststr. 39.

Baechtiger, A., Bergw. Dir., 1920. Wittmar (Kreis Wolfenbüttel).

Bähr, M., Bergw. Dir., 1920. Grube Jlse (N.-L.).

Baldermann, W., Marksch., 1919. Essen-Altenessen, Heßlerstr. 51.

Baldus, P., BR., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Balkenhol, J., StR., 1914. Witten (Ruhr), Ruhrstr. 51.

Baelz, W., OBR., 1914. Berlin W 9, Leipziger Str. 2.

Bamberg, P., Fabrikbesitzer, 1902. Berlin-Wannsee, Kleine Seestr. 12.

Barking, H., Dipl.-Ing., 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 16.

Barrois, Ch., Dr., Prof., 1877. Lille, 41 rue Pascal.

Barsch, O., Dr., BR., Bez. Geol., 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Bärtling, R., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Baum, F., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Duisburg, Wilhelmshöhe 6.

Baumgärtel, B., Dr., Prof., 1910. Clausthal (Harz) 135.

Baumhauer, H., Dr., Prof., 1879. Freiburg (Schweiz).

Beck, G., Dr., Geol., 1920. Leipzig, Burgstraße.

Becker, A., Gymnasiallehrer, 1912. Staßfurt, Hecklinger Str. 21.

Becker, H., 1922. Leipzig, Emilienstr. 15.

Beckerling, W., Marksch., 1920. Massen, Bez. Dortmund, Hellweg 40.

Bederke, E., Dr., Pd., 1920. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Behlen, H., Forstmeister, 1908. Weilburg (Lahn).

Behr, J., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Behrend, F., Dr., Geol., 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Behrendt, P., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Hannover, Landschaftsstr. 6.

Beil, C., Bergw. Dir., 1920. Cassel, Landaustr. 2.

Beil, J., Oberingenieur, 1924. Königsberg i. Pr., Auguststraße 13 I.

Belowsky, M., Dr., Prof., Kustos, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Bentz, A., Dr., Geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Berg, A., Dr., StR., 1922. Sondershausen, Güntherstr. 31.

Berg, G., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

B e r g e a t, A., Dr., Prof., 1893. Kiel, Schwanenweg 20 a.
B e r g m a n n, W., Dr.-Ing. h. c., Hüttendirektor, 1904. Groß-Ilsede bei Peine.
B e r g t, W., Dr., Prof., 1894. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Straße 121.
Berlin-Adlershof, Realschule, 1922.
Berlin, A.-G. f. Anilinfabrikation, 1922. SW 36.
Berlin, Julius Berger, Tiefbau-Aktiengesellschaft. 1922. W 35, Potsdamer Str. 121 b.
Berlin, Bibliothek der Technischen Hochschule, 1909.
Berlin, Verlagsbuchhandlung Gebrüder Bornträger, 1922. W 35, Schöneberger Ufer 12 a.
Berlin, Deutsche Erdöl-Akt.-Ges., 1922. B.-Schöneberg, Martin Lutherstr. 61-66.
Berlin, Generaldirektion der Braunkohlen- und Brikett Industrie A.-G., 1920. W 8, Mohrenstr. 10.
Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Landwirtschaftl. Hochschule, 1913. N 4, Invalidenstr. 42.
Berlin, Geolog.-Paläontologisches Institut u. Museum der Universität, 1911. N 4, Invalidenstr. 43.
Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. N 4, Invalidenstr. 44.
Berlin, Hauptverwaltung der Niederlausitzer Kohlenwerke, 1922. W 9, Potsdamer Str. 127/128.
Berlin, Rohmaterialien-Verwertungsgesellschaft Wendt & Co., 1921. NW 7, Unter den Linden 50/51.
Berlin, Stickstoffsyndikat, 1921. NW 7, Neustädtische Kirchstraße 9.
Berlin, Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau, Geologisches Institut, 1913.
Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten. 1914. SW 11, Anhaltstr. 7.
B e r n a u e r, F., Dr., Pd., 1921. Charlottenburg, Techn. Hochschule.
B e s c h o r e n, B., cand. geol., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
B e u r l e n, K., Dr., 1922. Tübingen, Steinlachstr. 5.
Beuthen (O.-S.), Schlesag (Neue Viktoria-Grube). 1922.
Beuthen (O.-S.), Stephan, Fröhlich & Klüpfel, Abt. Bergbau, 1920.
Bielefeld, Städtisches Museum, 1920.
B i e r e y e, Prof., 1907. Erfurt, Schillerstr. 8.
B i e s e, W., stud. geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
B i l h a r z, A., Baurat, 1922. Baden-Baden-Lichtental, Maximilianstr. 110.

Birnbaum, H., Marksch. u. Landmesser, 1920. Ratibor, Niederwallstr. 24.

v. Bismarck, Landrat, 1898. Külz (Kreis Naugard).

Bitterfelder Louisengrube, 1922. Zscherndorf, Post Sandersdorf, Kr. Bitterfeld.

Blanckenhorn, M., Dr., Prof., 1881. Marburg (Hessen), Barfüßertor 25.

Blau, M., Bergw. Dir., 1921. Waldalgesheim b. Bingerbrück.

Blöcker, H., 1922. Hamburg 33, Bramfelder Str. 62 II.

Blümel, E., Prof., 1920. Aachen, Technische Hochschule.

Bochum, Deutscher Markscheider-Verein, 1912. Kanalstr. 24.

Bode, A., Dr., Prof., 1902. Clausthal (Harz), Bergakademie.

Boden, K., Dr., Prof., 1907. München, Neuhauser Str. 51.

Bohde, G., Direktor, 1920. Essen-Bredeney, Bredeneyer Straße 19.

Böhm, A., Dr., Prof., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Böhm, J., Dr., Prof., 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Nußallee 2.

Bonn, Oberbergamt, 1920. Konviktstr. 2.

Bonnema, I. H., Dr., Prof., 1920. Groningen (Holland), Hermann Colleniusstraat 12.

Borgstätte, O., Dr., Oberlandmesser, 1920. Dessau, Goethestr. 16.

Born, A., Dr., Prof., 1911. Frankfurt a. M., Reuterweg 70.

Bornhardt, Dr.-Ing. h. c., Berghauptmann, 1894. Clausthal (Harz).

Borth (Post Büderich), Kreis Mörs, Deutsche Solvaywerke Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910.

Bothe, W., StR., 1924. Bad Salzuflen, Schießhofstraße.

Botzong, C., Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.

Bradler, E., Lyzeallehrer, 1920. Erfurt, Blumenstr. 5.

Brand, W., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Lintfort (Kreis Mörs), Friedrich-Heinrich-Allee 70.

Brauch, W., Dr., 1924. Basel, Holbeinstr. 71.

Bräuhäuser, M., Dr., Prof., Vorstand der Württemberg. Geol. Landesaufnahme, 1920. Stuttgart, Landhausstraße 88 III.

Braun, G., Dr., Prof., 1920. Greifswald.

Braunschweig, Braunschweigisches Landesbergamt, 1914.

Breddin, H., Dr., Geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bredenbruch, M., Bergw. Dir., 1920. Hannover, Scharnhorststr. 15.

Breslau, Gewerkschaft Evelinensglück, 1922. Gartenstr. 47.
Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.
Breslau, Oberbergamt, 1921. Breslau 18.
Breslau, J. Schlutiussche Hauptbergverwaltung, 1914. Kaiser-Wilhelm-Str. 194 a.
B r e t z , C., Dr., Bergass., 1920. Dortmund, Kuhstr. 36 II.
B r i l l , R., Dr., 1922. Freiburg i. Br., Eisenbahnstr., Badische Geol. Landesanstalt.
B r i n k m a n n , H., Marksch., 1920. Essen-Dellwig, Pausmühlenstr. 6.
B r i n k m a n n , R., Dr., Pd., 1920. Göttingen. Geolog. Institut der Universität.
B r i n k m e i e r , G., Dr., 1921. Göttingen, Herzberger Landstr. 108.
B r o c k m e i e r , H., Dr., Prof., Museumsleiter, 1920. München-Gladbach, Vitusstr. 50.
B r o i l i , F., Dr., Prof., 1899. München, Neuhauser Str. 51.
B r o u w e r , H. A., Dr., Prof., 1921. Rijswijk (Z. H.), Oranjelaan 87.
B r ü c k , Berg- u. Vermessungsrat, 1917. Dortmund, Leipziger Straße 16.
B r u h n s , W., Dr., Prof., 1888. Clausthal (Harz), Bergakademie.
B r u n e , A., Marksch., 1921. Gahmen bei Lünen (Westf.), Lüner Str. 26.
Brünn, Mineralog. Geolog. Institut der Tschechischen Techn. Hochschule, 1916.
v. B u b n o f f , S., Dr., Pd., 1909. Breslau, Schuhbrücke 38.
Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912. Budapest XVIII, Magyar Nemzeti Museum.
v. B ü l o w - T r u m m e r , E. U., Dr., Pd., 1916. Berlin W 8, Mauerstr. 35—37.
v. B ü l o w , K., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
B u r i , Th., Dr., Prof., 1917. Heidelberg, Erwin-Rhode-Str. 22.
B u r k , K., Dr., StR., 1923. Lübeck, Roeckstr. 20 a.
B u r r e , O., Dr., Geol., 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
B u s c h e n d o r f , F., cand. rer. mont., 1921. Halle a. S., Delitzscher Str. 24.
B u s z , C. E., Dr., 1920. Bonn a. Rh., Königstr. 21.
B u s z , K., Dr., Prof., Geh. BR., 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.
B u x t o r f , A., Dr., Prof., 1907. Basel, Grenzacher Str. 94.
C a b o l e t , P., Bergass., 1920. Bochum 5, Herner Str. 295.

Chemnitz, Naturwissenschaftliche Sammlung, Städtisches Museum, 1922.

Chewings, Ch., Dr., 1896. Alverstoke, Glen Osmond (South Australia).

Christa, E., Dr., 1921. Würzburg, Hindenburgstr. 33.

Chu, Chia-hua, Dr., 1920.

Cissarz, A., Dr., 1920. Göttingen, Herzberger Landstraße, Erda, A.-G.

Claus, Markscheidereivorsteher, 1922. Grube Jlse (N.-L.).

Clausthal, Oberbergamt, 1869.

Cloos, H., Dr., Prof., 1909. Breslau, Schuhbrücke 38.

Clute-Simon, E., Marksch., 1920. Vacha (Rhön).

Correns, C., Dr., Geol., 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Cöthen (Anh.), Grube Leopold b. Edderitz, Akt.-Ges., 1914. Heinrichstr. 1.

Cöthen (Anh.), Verein Anhaltischer Braunkohlenwerke, 1922. Heinrichstr. 11.

Cramer, R., Dr., BR., Bez. Geol., 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Credner, R. W., Dr., 1920. Kiel, Caprivistr. 13.

Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ing., 1908. Berlin-Wilmersdorf, Forkenbeckstr. 12.

Cronjaeger, H., Marksch., 1922. Halle a. S., Beyschlagstraße 28.

Custodis, F., Prokurist, 1922. Saalfeld, Saale, Hannostr. 75.

Czygan, K., StR., 1920. Leipzig-R., Möbiusstr. 13.

Dahlgrün, F., Dr., Geol., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dammer, B., Dr., Prof., LGeol., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, A., Dr., Prof., 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergw. Dir. a. D., 1892. Berlin-Grunewald, Höhmannstr. 17.

Darmstadt, Hessische Obere Bergbehörde, 1920.

Dax, C., Bergw. Repräsentant, 1920. Siegen (Westf.), Feldstraße 14.

Decker, F., Marksch., 1920. Dortmund, Wenkerstr. 13.

Deecke, W., Dr., Prof., Geh. Hofrat, Direktor der Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstraße 31.

Deitert, A., Marksch., 1920. Gelsenkirchen III, Hollandstraße 53.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Berlin-Wannsee, Königstraße 68 c.

Denckmann, A., Dr., Prof., Geh. BR., L. Geol. a. D., 1884. Berlin-Steglitz, Rothenburgstr. 30.

Denner, J., Dr., Geol., 1923. Herdorf, Rhld., Königsmauer 35.

De Stefani, C., Dr., Prof., 1898. Florenz, Piazza S. Marco 2.

De Terra, H., cand. geol., 1920. München, Neuhauser Straße 51.

Dette, K., cand. phil., 1923. Cöthen (Anh.), Baasdorfer Straße 37.

de Vries, J., Bergw. Dir., 1922. Grube Jlse (N.-L.).

Dewers, F., Dr., StR., 1922. Bremen, Fesenfeld 112.

Dienemann, Dr., Geol., 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dienst, P., Dr., Prof., Kustos, 1904. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Dietrich, W., Dr., Ass., 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietz, C., Generaldirektor, 1908. Hannover, Landschaftsstraße 8 I.

Dietz, C., Dr., Geol., 1920. Göttingen, Lotzestr. 29 I.

Dittmann, K. E., Dr., Dipl.-Ing., 19[illegible]. Berlin-Wilmersdorf, Augustastr. 65 I.

Dittrich, G., Dr., Prof., StR., 1920. Breslau XVI, Uferzeile 14.

Dobbelstein, K., Erster BR., 1920. Bochum, Graf-Engelbert-Str. 37.

Döhl, H., Bergbaubefl., 1922. Berlin W 66, Leipziger Str. 4.

Dorn, C., Dr., Bezirkstierarzt, 1916. Kulmbach.

Dorn, P., cand. geol., 1923. Kulmbach, Kronacher Str. 3.

Dorpat, Geologisches Institut der Universität, 1922. Aia tän 38 a.

Dortmund, Deutsch-Luxemburgische Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft, Dortmunder Union, 1922.

Dortmund, Eisen- und Stahlwerk Hoesch, Akt.-Ges., 1922.

Dortmund, Naturwissenschaftl. Verein, 1913. Viktoria Straße 25.

Dortmund, Oberbergamt, 1920.

Dortmund, Stadtbibliothek, 1920.

Dreher, O., Dr., Geol., 1922. Haag, Carel van Bylandtlaan 30.

Dresden, Bergwitzer Braunkohlenwerke, Akt.-Ges., 1914. Johann-Georgen-Allee 25 I.

Dresden-A., Direktion des Mineralog.-Geolog. Museums nebst der Prähistor. Sammlung, 1921. Zwinger.

Dresden-A., Direktion der staatl. Braunkohlenwerke, 1920. Ostraallee 15 b.

Düsseldorf, Verein deutscher Eisenhüttenleute, 1906. Ludendorffstr. 27.

Dultz, A., Verlag und Antiquariat, 1923. München, Landwehrstr. 6.

Duwensee, Bergass. a. D. und Bergw. Dir., 1923. Münsterberg, Schlesien.

Dyhrenfurth, G., Dr., Prof., 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.

Ebeling, BR., 1894. Hannover, Hindenburgstr. 42.

Ebenau, O., Marksch., 1920. Ahlen (Westf.), Zeche Westfalen.

Ebert, A., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Edelmann, J., Dipl.-Berging. u. Marksch., Berginspektor, 1920. Smarzowitz, Kr. Pleß, Heinrichsfreudegrube.

Edelmann, Dipl.-Ing., 1923. Freiberg i. Sa.

Eder, W., Dr., Ass., 1923. München, Neuhauser Str. 51.

Eggert, H., Marksch., 1920. Duisburg-Meiderich, Enge Straße 2.

Eickelberg, C., Bergw. Dir., 1920. Haus Rünthe, Kr. Hamm.

Eickelberg, R., Marksch., 1920. Oberhausen (Rhld.), Am Grafenbusch 8.

Eisenach, H., Dr., 1923. Giessen, Liebigstr. 37 I.

Eisenreich, Dr., Prof., StR., 1922. Kattowitz (O.-S.), Sachsstr. 4.

Eiserfeld-Sieg, Gewerkschaft Alte Dreisbach, 1914.

Eisfelder, G., Erster BR., 1920. Kottbus, Kaiser-Friedrich-Str. 27.

Eisleben, Mansfeld, Akt.-Ges. für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914.

Eitel, W., Dr., Prof., 1922. Königsberg i. Pr., Steindamm 6.

Elberfeld, H. L. Dienst & Sohn, 1922.

Emerson, B., Prof., 1868. Amherst (Mass.), N.-A., Amherst and Smith Colleges.

Enke, A., Dr., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.

Erb, L., Dr., 1921. Freiburg i. Br., Lorettostr. 43.

Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Prof., 1900. Hannover, Techn. Hochschule.

Erdmenger, J., Dipl.-Berging., Lehrer an der Bergschule, 1921. Hamborn, Moltkestr. 36.

Erlangen, Bayerische Universitätsbibliothek, 1920.

Ermisch, K., Dipl.-Ing., Bergw. Dir., 1908. Wansleben (Bez. Halle a. S.).
Ernst, Gertrud, Lehrerin, 1923. Liegnitz, Neue Goldberger Str. 54.
Ernst, W., Dr., wissensch. Hilfsarbeiter, 1920. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
Errulat, F. W., Dr., Ass., 1922. Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4.
Essen, Bergschule, 1914.
Essen, Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen, 1907.
Essen, Friedrich Krupp Akt.-Ges., 1920. Gußstahlfabrik, Werksbücherei, Postfach 278.
Essen, Geologische Gesellschaft für den Rheinisch-Westfälischen Industriebezirk, Ortsgruppe Essen. 1920. Kurfürstenstr. 41.
Euling, K., Bergass. a. D., Generaldirektor, 1920. Borsigwerk (O.-S.).
Fabian, B., Lehrer, 1922. Kross bei Oldenburg i. Holstein.
Falke, W., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Oberhausen (Rhld.), Bismarckstr. 31.
Faura i Sans, M., Dr., Prof., 1920. Barcelona, rue de Valencia 234 I.
Fedorowsky, N. M., Prof., 1922. Berlin W 15, Lietzenburger Str. 11.
Feld, G., Dr., 1920. Obermarsberg, Stadtberger Hütte.
Fick, A., Marksch. und Landmesser, 1920. Weidenau (Sieg), Wiesenstr. 3.
Fiegler, L., Marksch. und Landmesser, 1921. Zalenze (O.-S.), Moltkestr. 98.
Finckh, L., Dr., Prof., L. Geol., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Finze, W., BR., 1920. Kassel, Auguste-Viktoria-Str. 7 II.
Fischer, B., Berg- und Vermessungsrat, 1920. Halle a. S., Kronprinzenstr. 45.
Fischer, E. A., cand. geol., 1923. München, Türkenstr. 11.
Fischer, G., cand. geol., 1923. München, Bothmerstr. 12.
Fischer, J., Dr., Pater, 1920. Winterthur (Schweiz), kath. Pfarrhaus.
Fischer, Bergw. Dir., 1922. Grube Jlse (N.-L.).
Flender, E., Marksch., 1920. Hervest-Dorsten, Halterner Straße.
Fliegel, G., Dr., Prof., Abteilungsdirektor, 1898. Berlin-Lankwitz, Bruchwitzstr. 8 I.

Foehr, K., Dr., Prof., Direktor, 1920. Cöthen (Anhalt), Leopoldstr. 68.

Förster, H., Dr., StR., 1920. Groß-Strehlitz (O.-S.), Lublinitzer Straße.

Förster, H., Dr., 1921. Kamenz i. Sa., Friedrichstr. 6 I.

Fox, M., Marksch., 1920. Dillenburg (Nassau).

Franke, A., StR. a. D., 1910. Dortmund, Junggesellenstraße 18.

Franke, G., Prof., Geh. BR., 1894, Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 7.

Frankfurt a. M., Chem. Fabrik Griesheim-Elektron, 1922.

Frankfurt a. M., Geol.-paläontol. Institut der Universität, 1918.

Frebold, G., Dr., Ass., 1919. Hannover, Mineral. Institut d. Technischen Hochschule.

Freimuth, E., Bergass. a. D., 1920. Bochum, Dorstener Straße 84 I.

Freitag, H., Bergverwalter, 1923. Gießen, Leihgesternweg 42.

Fremdling, C., Berg- und Vermessungsrat, 1910. Dortmund, Knappenberger Str. 108.

Frentzel, A., Dr.-Ing., Dipl.-Ing., 1906. Berlin W 62, Lutherstr. 7.

Freudenberg, W., Dr., Prof., Kustos, 1907. Heidelberg, Bergstr. 117.

v. Freyberg, B., Dr., Pd., 1919. Halle a. S., Domstr. 5.

Freystedt, Landesbaurat, 1908. Liegnitz, Haagstr. 10.

Fricke, G., Marksch., 1920. Gerthe (Kr. Bochum), Zechenstr. 2.

Fricke, K., Marksch., 1920. Waldenburg (Schl.), Fürstensteiner Str. 19.

Fricke, M., Oberlehrer, Kustos, 1923. Zwickau i. Sa., Stiftstr. 3.

Fritzsche, H., Dr., 1919. Santiago (Chile), Casilla 3658.

Fromme, E., Bergass., 1920. Kamen, Kreis Hamm.

Früh, G., Reg.-Baumeister, 1922. Goslar, Kötherstr. 11.

Fuchs, A., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Fulda, E., BR., 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Funke, H., Bergwerksbesitzer, 1920. Berlin-Grunewald, Siemensstr. 30.

Gäbert, C., Dr., Geol., 1907. Naumburg a. S., Kösener Str. 18 c.

Gagel, C., Dr., Prof., Geh. BR., L. Geol., 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Gams, H., Dr., 1923. Biologische Station Mooslachen, Wasserburg a. Bodensee (Bayern).
Ganssen, R., Dr., Prof., Abt.-Dir., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Gärtner, Dr., Bergdir., 1904. Mölke bei Ludwigsdorf (Kreis Neurode).
Gassenhuber, J., Grubenvermessungs-Ingenieur, Dipl.-Ing., 1920. Zweibrücken (Rhpflz.), Blücherstr. 24.
Gebhardt, W., Bergdir., 1920. Borna (Bez. Leipzig), Lobstädter Str. 31.
Gehres, O., Generaldirektor, 1920. Hannover, Bemeroder Str. 39 a.
Geinitz, E., Dr., Prof., Geh. Hofrat, 1877. Rostock.
Geipel, B., Marksch., 1920. Altenbochum, Gustavstr. 14.
Gelsenkirchen, Bergwerks-Akt.-Ges. Consolidation, 1914.
Gerke, Berginspektor, Dipl.-Ing., 1921. Juliusschacht, Post Waldenburg (Schles.).
Gerlach, F., Dr.-Ing., Prof., Geh. Baurat, 1922. Berlin-Schöneberg, Hauptstr. 163.
Gerth, H., Dr., Prof., 1907. Leiden (Niederlande), Bottermaht 14.
Geyer, D., Dr. h. c., Mittelschullehrer, 1920. Stuttgart, Silberburgstr. 165 II.
Giebeler, W., 1914. Siegen (Westf.), Heeserstr. 2-4.
Giers, R., Dr., StR., 1921. Hamm (Westf.), Hohestr. 80 b.
Gießen, Geol. Institut der Universität, 1923.
Ginsburg, I., Geol., 1923. Berlin-Wilmersdorf, Kaiserallee 172 II.
Gisser, A., Dr., StR., 1921. München, Zweibrückenstr. 37.
Glaeßner, R., Dr., 1920. Leipzig, Hospitalstr. 32.
Gleiwitz, Gräflich von Ballestremsche Güterdirektion, 1914.
Gleiwitz, Oberschlesische Eisen-Industrie, Akt.-Ges. für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914.
Goebel, F., Dr., 1920. Witten (Ruhr), Ruhrstr. 11.
Goebeler, F., Marksch., 1920. Saarbrücken I, Colerstr. 2.
Göldner, Konrektor, 1923. Liegnitz, Wörthstr. 1.
Göpfert, G., Dipl.-Berging., Marksch., 1921. Kostuchna, Boerschächte.
Görges, J., Bankprokurist, 1920. Kassel, Parkstr. 26.
Görlitz, Magistrat, 1914.
Gornick, H., Dipl.-Ing., 1922. Charlottenburg, Luisenplatz 5 a.

Gothan, W., Dr., Prof., Dozent. Kustos, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Göttingen, Erda. Akt.-Ges. für angewandte Geophysik, 1923.

Göttingen, Geol.-paläontol. Institut der Universität. 1905.

Götz, K., Dr., Bergass., 1921. Frankfurt a. M., Eschershausen, Körberstr. 10.

Gottschick, F., Forstmeister, 1923. Tübingen.

Graf, E., Schriftsteller, 1911. Rutesheim b. Leonberg, Württbg.

Gräfe, H., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1920. Dieckholzen bei Hildesheim.

Gräff, L., Bergass. a. D., Bergw. Dir., 1920. Husen (Ldkr. Dortmund), Zeche Kurl.

Grahmann, R., Dr., 1917. Leipzig, Talstr. 35.

Gräßner, P. A., Geh. OReg. R., 1889. Berlin-Schlachtensee, Adalbertstr. 15.

Graz, Geologisches Institut der Universität, 1913.

Graz, Institut für Geologie und Mineralogie a. d. Technischen Hochschule, 1924.

Greif, O., Berging., 1907. Stuttgart, Rotenburgstr. 5 II.

Gripp, K., Dr., Pd., 1919. Hamburg, Lübecker Tor 22.

Gröbler, Dr.-Ing. h. c., BR., 1894. Gießen, Alicestr. 4.

Grube Ilse (N.-L.), Ilse Bergbau-Akt.-Ges., 1920.

Grübler, E., Dipl.-Ing., 1920. Halle a. S., Schillerstr. 49 I.

Grumbrecht, A., Bergass., 1920. Plötz bei Löbejün.

Grundey, M., Oberlandmesser und Museumsleiter, 1921. Gleiwitz, Freundstraße. Oberschlesisches Museum.

Grunewald, H., StR., 1920. Bad Salzuflen, Kirchstr. 1.

Grupe, O., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gundlach, K., Wissensch. Mitarbeiter am Zeißwerk. 1923. Jena, Magdelstieg 20.

Gürich, G., Dr., Prof., 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Haack, W., Dr., BR., Bez. Geol., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haarmann, E., Dr., Prof., 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Str. 11.

Haas, A., Geh. BR., 1920. Siegen (Westf.), Koblenzer Str. 24.

Haböck, J., 1922. München 2, NW, Zieblandstr. 12.

Hadding, A., Dozent, 1921. Lund (Schweden), Universität.

Hahn, Alex., 1886. Idar a. d. Nahe, Brunnengasse 1.

Hahne, A., Stadtschulrat, 1913. Neutorney, Dunkerstr. 19.

Hähnel, O., Dr., Ass., 1909. Berlin-Lichterfelde, Jägerstraße 18 a.

Hajek, A., Ingenieur, Direktor, 1920. Wien I, Kärtnerring 15.

Halle a. S., Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein, 1920. Riebeckplatz 4.

Halle a. S., Anhaltische Kohlenwerke, 1920. Magdeburger Str. 12.

Halle a. S., Landwirtschaftl. Institut der Universität, 1910. Ludwig-Wucherer-Str. 2.

Halle a. S., Oberbergamt, 1910. Friedrichstr. 13.

Halle a. S., A. Riebecksche Montanwerke Akt.-Ges., 1920.

Halle a. S., Werschen-Weißenfelser Braunkohlen-Akt.-Ges., 1920.

Haltern, W., Marksch., 1920. Wanne, Bismarckstr. 23.

Hambloch, A., Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamborn a. Rh., Gewerkschaft Friedrich Thyssen, 1915.

Hamlet, Beata, 1923. Hamburg 39, Baumkamp 14.

Hamm (Westf.), Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H., 1914.

Hampel, W., Marksch., 1920. Klein-Gorschütz (Kreis Ratibor), Friedrichsschächte.

Hannover, Alkaliwerke Ronnenberg, Akt.-Ges., 1914. Landschaftsstr. 6.

Hannover, Bibliothek der Technischen Hochschule, 1922. Welfengarten 1.

Hannover, Heldburg, Akt.-Ges. für Bergbau, bergbauliche und andere industrielle Erzeugnisse, 1920. Schillerstr. 23.

Harbort, E., Dr., Prof., 1905. Zehlendorf-Mitte, Dallwitzstr. 47.

Harrassowitz, H. L. F., Dr., Prof., 1905. Gießen, Geologisches Institut.

Härtel, F., Dr., Geol., 1922. Leipzig, Talstr. 35.

Hartmann, E., Dr., 1923. Königstein bei Neukirchen (Obpf.).

Hasebrink, A., Bergass., 1920. Duisburg, Manteuffelstraße 2 I.

Haupt, O., Dr., Prof., Kustos, 1907. Darmstadt, Lagerhausstr. 16 II.

Hecker, P., Dr., Bergass., 1920. Berlin-Wilmersdorf, Rüdesheimer Str. 4.

Heidelberg, Mineral.-Petrograph. Institut der Universität, 1912.

Heiland, K., Dr., 1923. Berlin-Lichterfelde-West, Manteuffelstr. 11.

Heim, F., Dr., Geol., 1910. München, Georgenstr. 24 I.

Heinersdorff, C., 1921. Düsseldorf, Schadowstr. 52.
Heintz, V., Marksch., 1920. Landsweiler-Reden (Saar), Bahnhofstr. 41.
Heißbauer, E., OBR., 1920. Weiherhammer bei Weiden (Oberpfalz).
Heitmann, H., Fabrikant, 1920. Köln, Stollwerckhaus.
Hellmers, J., Dr., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 42.
Hellwig, F., Marksch., 1920. Dudweiler (Saar), St.-Ingbert-Str. 16.
Hemmer, A., Dr., 1917. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37.
Henckel-Donnersmarck, Fürst Guidotto, 1922. Berlin W 8, Unter den Linden 1.
Henckel-Donnersmarck, Graf Kraft, 1920. Schloß Repten, Kr. Tarnowitz (O.-S.).
Henke, W., Dr., Geol., 1908. Siegen (Westf.), Burgstr. 7.
Henn, Th., Generalagent, 1920. Köln, Salierring 57.
Hennig, E., Dr., Prof., 1908. Tübingen, Schloßberg 15.
Hentrich, W., Bergbaubefl., 1923. Crefeld-Bockum.
Hepke, K., Bergw. Dir., 1920. Dorndorf (Rhön).
Herdorf, Bergbau- u. Hütten-Akt.-Ges. Friedrichshütte. 1920.
Hermann, P., Dr., Geol., 1904. Mannheim, Stephanienufer 17.
Herrmann, E., stud. phil., 1922. Berlin, Seestr. 115.
Herz, W., Dr., Berging., 1920. Bochum 5, Herner Str. 72.
Herzberg, F., Dr.-Ing., Dipl.-Ing., 1909. Wien I. Operngasse 6.
Herzog, F., Dr., 1920. Nieder-Peilau-Schlössel. Kreis Reichenbach, Schlesien.
Hesemann, F., Dr., Ing., 1922. Hannover, Simsonstr. 12.
Heß von Wichdorff, H., Dr., Prof., Bez. Geol., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Heyer, O., BR., 1920. Bad Oeynhausen, Sültebusch 1.
Heykes, Dr., Chemiker, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Hibsch, J. E., Dr., Prof. i. R., 1883. Wien XVIII, Erndtgasse 26 II.
Hildebrandt, E., cand. geol., 1923. Braunschweig, Lützowstr. 3.
Hildesheim, Römer-Museum, 1924. Am Stein 1.
Himmelbauer, F., 1923. München, Hohenzollernplatz 8.
Hindenburg, Donnersmarckhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke, Akt.-Ges., 1914.
Hlauscheck, H., Dr., 1923. Prag-Smichow, Nábřeží legie 10.
Hlawatsch, C., Dr., 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

Hoffmann, C. R., Dr., Geol., 1920. Hagenau (Unterelsaß), Brunnenstubstr. 14.
Hoffmann, G., Dr., Geol., 1916. Binz (Rügen).
Hoffmann, Werner, Dr., Bergref., 1920. Halle a. S., Ernestusstr. 10.
Hoffmann, Wilh., Dipl.-Berging., 1922. Roitzsch, Kr. Bitterfeld, Delitzscher Str. 6.
Hohenheim, Geol.-Mineral. Sammlung der Landwirtsch. Hochschule, 1922.
Hohenstein, V., Dr., 1921. Berlin NW 7, Neustädtische Kirchstr. 9.
Hohmann, E., Marksch., 1920. Bernburg, Moltkestr. 2.
Hölling, K., Marksch., 1920. Gladbeck (Westf.), Hermannstraße 23.
Holzapfel, H., Marksch., 1920. Wellesweiler bei Neunkirchen (Saar).
Homberg (Niederrhein), Steinkohlenbergwerk „Rheinpreußen", 1913.
Hoppe, W., Dr., Ass., 1922. Darmstadt, Geol. Institut der Technischen Hochschule.
Höppner, W., Bergass. a. D., 1913. Düsseldorf, Kasernenstraße 18.
Hornbogen, R., Marksch., 1920. Köln, Sachsenring 92.
von **Horstig**, R., Dipl.-Ing., Bergmeister, 1920. Eichstätt (Mfr.), Marktplatz B 137.
Hotz, W., Dr., 1912. Basel (Schweiz), Schantzenstr. 27.
Hubach, H., cand. geol., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Hucke, R., Dr., StR., 1917. Templin (Uckermark).
Hugi, E., Dr., Prof., 1907. Bern, Kornhausstr. 14.
Hülsenbeck, Thekla, Dr., 1913. Göttingen, Schillerstraße 66 II.
Hummel, K., Dr., Pd., 1911. Gießen, Stephanstr. 4.
Freiherr v. **Huene** (v. Hoyningen-Huene), F., Dr., Prof., 1899. Tübingen, Zeppelinstr. 10.
Huth, W., Dr., 1912. Berlin-Grunewald, Ilmenauer Str. 9 B.
Jaffé, R., Dr.-Ing., Dipl.-Berging. und Marksch., 1911. Charlottenburg 2, Hardenbergstr. 3.
Jaeger, W., 1922. Adorf (Vogtland), Elsterstr. 36.
Jaekel, O., Dr., Prof., Geh. RegR., 1884. Greifswald, Fischstr. 18.
Jakubowsky, K., Dr., 1921. Burgas (Bulgarien), Kyrill Methodi.
Jancke-Buchner, Luise, Dr., 1919. Hannover, Im Moore 24 II.

J a n e n s c h , W., Dr., Prof., Kustos, 1901. Berlin N 4. Invalidenstr. 43.
J ä n i c k e , Dr., 1924. Berlin-Dahlem, Faradayweg 8.
J a n u s , F., Marksch., 1920. Homberg (Niederrhein). Königstraße 35.
J a w o r s k i , E., Dr., Prof., 1920. Bonn, Nußallee 2.
I m e y e r , F., stud. geol., 1923. Osnabrück, Rolandstr. 10.
J o h n , W., Dipl.-Ing., BR., 1920. Unna, Iserlohner Str. 14.
J o h n s e n , A., Dr., Prof., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
J o h o w , P., BR., 1914. Buer i. W.
J u n g , E., Hüttenbesitzer, 1920. Burgerhütte, Burg (Dillkreis).
J u n g , G., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach (Nassau).
J ü n g s t , H., cand. geol., 1919. Berlin W 10, Friedrich-Wilhelm-Str. 5.
J ü n g s t , O., BR., 1920. Siegen, Friedrichstr. 1.
K a h r s , E., Dr., Museumsdirektor, 1923. Essen, Burgplatz 1.
K a i s e r , E., Dr., Prof., Geh. Reg.-R., 1897. München. Neuhauser Str. 51.
K a i s e r , O., Marksch., 1920. Kray, Essener Str. 15.
K a l b , G., Dr., Ass., 1923. Köln, Rhld., Claudiusstr. 1.
K a l k o w s k y , E., Dr., Prof., Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A. 24, Nürnberger Str. 48.
K a l l e , F., Oberlehrer, 1922. Bernburg a. S., Hohe Str. 20.
K a m m r a d , G., Dr., StR., 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.
K a p p e , G., Dr., StR., 1923. Bremen, Bürgermeister Smidtstr. 3.
Karlsruhe, Geol.-Mineralog. Institut der Technischen Hochschule, 1915.
Kassel, Bergbaulicher Verein Kassel, 1922. Wilhelmallee 7.
Kattowitz, Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion, 1914.
Kattowitz, Kattowitzer Akt.-Ges. für Bergbau und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
Kattowitz, Oberschlesischer Berg- und Hüttenmännischer Verein, 1919.
K a t z e r , F., Dr., Reg. R., Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geol. Landesanst., 1900. Sarajevo 2.
K a u e n h o w e n , W. P., Dr., Assistent, 1920. Clausthal, Harz, Bergakademie.
K a u n h o w e n , F., Dr., Prof., L. Geol., 1897. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
K a u t s k y , F., Dr., 1919.
K e g e l , W., Dr., Geol., 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K e i l , G., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1920. Gr. Kayna bei Merseburg.
K e i l h a c k , K., Dr., Prof., Geh. BR., Abteilungsdirektor a. D., 1880. Berlin-Wilmersdorf, Bingerstr. 59.
K e i n h o r s t , H., Marksch., 1920. Essen, Kronprinzenstraße 24.
K e m p i n , F., Bergw. Dir.,. 1920. Celle, Hannoversche Allee 3.
K e m p n e r , M., Dr., Geh. Justizrat, 1914. Berlin W 8, Taubenstr. 46.
K e y ß e r , C., Dr., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1909. Kaliwerk Steinförde, Post Wietze, Kr. Celle.
Kiel, Universitäts-Bibliothek, 1915.
K i p p e n b e r g e r , Bergass., 1921. Gießen, Mannesmannwerke, Nebenstelle.
K i p p e r , H., Bergass. a. D., Bergw. Dir., 1920. Oberhausen (Rhld.), Hermannstr. 14.
Kirchen (Sieg), Storch & Schöneberg Akt.-Ges. f. Bergbau und Hüttenbetrieb, 1920.
K i r s t e , E., Rektor, 1910. Altenburg (S.-A.), Roonstr. 1.
K l ä h n , H., Dr., Pd., 1910. Rostock, Geol. Institut der Universität.
v. K l e b e l s b e r g , R., Dr., Prof., 1920. Innsbruck, Franz-Joseph-Str. 5.
K l e e m a n n , A., Bergw. Dir., 1920. Bork (Kreis Lüdinghausen), Zeche Hermann.
K l e i n , G., Bergass., 1920. Halle a. S., Merseburger Str. 59.
K l e i n , Dipl.-Berging., 1920. Bachem (Post Frechen), Bez. Köln.
K l e i n e , E., BR., 1920. Dortmund, Moltkestr. 21.
K l e m m , G., Dr., Prof., OBR., 1888. Darmstadt, Wittmannstraße 15.
K l e t t , B., Mittelschullehrer, 1920. Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.
K l e y n m a n s , A. J., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Recklinghausen-Süd, König Ludwig, Schulstr. 84.
K l i n g h a r d t , F., Dr., 1910. Greifswald, Karlsplatz 3 I.
K l i n g n e r , W., Stadtingenieur, 1923. Dortmund, Wenkerstraße 17.
K l i v e r , K., Marksch., 1919. Bochum, Schillerstr. 37.
K l o c k m a n n , F., Dr., Prof., Geh. RegR., 1879. Aachen, Technische Hochschule.
K l o t h , R., Grubeninspektor, 1920. Levershausen, Post Südheim (Leinetal).

Klötzer, M., BR., 1920. Dresden-A., Mosczinskystr. 19 I.
Kluge, R., Betriebsführer, 1920. Oelsburg, Post Groß-Ilsede.
Klüpfel, W., Dr., Pd., 1921. Gießen, Riegelpfad 72.
Knauer, J., Dr., Reg.-Geol., München 38, Notburgastr. 6.
Knepper, G., Bergw. Dir., 1914. Bochum 7, Steinstr. 49.
Knobloch, F., Marksch., 1920. Goslar a. H., Am Osterfeld 2.
Knod, R., Dr., 1907. Traben-Trarbach (Mosel).
Knuth, H., Dr., 1922. Bonn, Nußallee 2.
Kober, L., Dr., Prof., 1923. Wien I, Universität, Franzensring.
Koch, E., 1921. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
Koch, M., Dr., Prof., L. Geol. a. D., 1884. Gohlis bei Niederau (Bez. Dresden).
Kockel, K. W., Dr., 1920. Leipzig, Albertstr. 36.
Kofoed, E., Bankassistent, 1921. Tönder, Dänemark. Handelsbanken.
Köhler, W., BR., 1914. Recklinghausen, Friedhofstr. 1.
Koehne, Walter, BR., 1920. Essen (Ruhr), Gutenbergstraße 79.
Koehne, Werner, Dr., Prof., 1902. Berlin C 2, Landesanst. f. Gewässerkunde. Im Schloß.
Köln, Geol. Institut der Universität, 1923. Claudiusstr. 1.
Koenig, H., Betriebsdir., 1920. Essen-Bredeney, Waldstr. 23.
Königsberg, Geol.-Paläontol. Institut und Bernsteinsammlung der Universität, 1922.
Koenigsberger, J., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Günterstalstr. 47.
v. Koenigswald, R., stud. geol., 1923. Berlin W 15, Bayerische Str. 9.
Köplitz, W., Dr., Marksch., 1920. Börnig bei Herne, Kanalstr. 73.
Korn, J., Dr., Prof., L. Geol., 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Koert, W., Dr., Prof., L. Geol., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kossmat, Fr., Dr., Prof., Geh. BR., Direktor der Sächs. Geol. Landesanst., 1913. Leipzig, Talstr. 35.
Kost, G., BR., 1920. Hannover, Erwinstr. 4.
Krahmann, M., Prof., Berging., Dozent, 1889. Berlin W 15, Meinekestr. 8.
Kradlekoff, K., Dipl.-Berging., 1923. Bobow-Dol bei Dupnitza (Bulgarien).

Kraisz, A., Dr., Geol., 1909. Berlin-Wilmersdorf, Siegburger Str. 15.

Krantz, F., Dr., 1888. Bonn, Herwarthstr. 36.

Kranz, W., Dr., Major a. D., L. Geol., 1909. Stuttgart, Urbanstr. 41 a.

Kratzert, J., Dr., 1921. Frankfurt a. M., Eschenheimer Anlage 28.

Kraus, E., Dr., Prof., 1917. Königsberg i. Pr., Hintertragheim 21.

Krause, P. G., Dr., Prof., L. Geol., 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

Kräusel, R., Dr., Pd., 1921. Frankfurt a. M., Platz der Republik 24.

Krejci, K., Dr., 1923. Campina, Prah., Stirbei Voda 20, Rumänien.

Krenkel, E., Dr., Prof., 1907. Leipzig, Ferdinand-Rhode-Str. 7 II r.

Kretzschmar, L., Seminarlehrer, 1920. Köslin, Wilhelmstraße 21.

Krieglsteiner, F., Lehrer, 1923. München, Plingenser Straße 57 d/3.

Krollpfeiffer, G., Dr., 1910. Berlin SW 11, Großbeerenstr. 86 III.

Krönner, F., Hauptlehrer, 1920. Bad Reichenhall, Berchtesgadener Str. 2.

Kruft, J., Marksch., 1920. Bergheim, Post Oestrum (Kreis Mörs), Mörser Str. 4.

Krumbeck, L., Dr., Prof., 1912. Erlangen.

Krümmer, Dr., Bergass., 1914. Charlottenburg 9, Leistikowstr. 3.

Krusch, P., Dr., Prof., Geh. BR., Präsident der Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühn, B., Dr., Prof., Geh. BR., L. Geol., 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühne, F., Dr., Geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühneweg, E., cand. geol., 1923. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Kuhse, F., cand. geol., 1919. Danzig, Geol. Institut der Techn. Hochschule.

Kukuk, P., Dr., Bergass., Pd., 1907. Bochum, Bergstr. 135.

Kumm, A., Dr., Ass., 1911. Braunschweig, Technische Hochschule.

Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg (Havel), Vionvillestr. 19.

L a b r y g a , H., Marksch., 1920. Gleiwitz, Schroeterstr. 15.
Laibach, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1923.
L a n d m a n n , Lehrer, 1920. Stolberg (Harz).
L a n g , R., Dr., Prof., 1909. Halle (Saale), Seydlitzstr. 12.
L a n g e , W., Dr., Chemiker, 1920. Berlin-Friedenau, Feurigstr. 10.
L a n g e w i e s c h e , F., Prof., 1920. Bünde (Westf.). Herforder Str. 17.
L a u b i n g e r , M., 1922. Hamburg 20, Lenhartzstr. 1.
L a u f h ü t t e , H., Marksch., 1920. Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21.
Laurahütte (O.-S.), Bergverwaltung der Ver. Königs- und Laurahütte, 1920.
L a u r e n t , A., Lehrer, 1920. Hörde, Viktoriastr. 8.
L e b k ü c h n e r , R., stud. geol., 1923. Neuenstadt a. Kocher.
L e b l i n g , C., Dr., Pd., 1923. München, Promenadestr. 15.
L e h m a n n , E., Dr., Pd., 1908. Halle (Saale), Domstr. 5.
L e h m a n n , K., Dr., Direktor, 1920. Duisburg-Ruhrort. Rhein. Stahlwerke, Abt. Bergbau.
L e h m a n n , V., Marksch., 1920. Homberg (Ndrrh.). Schützenstr. 107.
L e h m a n n , W., Ingenieur, 1921. Hamburg, Hellbrockstraße 83.
L e h n e r , A., Dr., StR., 1917. Neumarkt (Oberpfalz). St. Anna 8.
L e i c h t e r - S c h e n k , Dipl.-Berging., 1914. Borna (Bez. Leipzig), Altenburger Str. 6-8.
L e i d h o l d , C., Dr., 1912. Wietze (Kr. Celle).
Leipzig, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität. 1916. Talstr. 35.
Leipzig, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität, 1924. Talstr. 38.
L e n n e m a n n , W., Marksch., 1921. Essen-Altenessen, Dammstr. 34.
Leopoldshall-Staßfurt, Anhaltische Salzwerks-Direktion, 1912
L e s c h n i k , P., Marksch., 1920. Hindenburg (O.-S.). Kronprinzenstr. 94.
L e u c h s , K., Dr., Prof., 1907. München, Neuhauser Str. 51.
L i a t s i k a s , N., Geol., 1922. München, Griechisches Generalkonsulat, Maria-Theresia-Str. 22.
L i e b e t r a u , E., Dr., Prof., 1920. Essen, Renatestr. 2.
L i e b r e c h t , F., Dr., 1909. Lippstadt (Westf.).

Linde, M., Dr., Generalsekretär, 1923. Berlin-Schlachtensee, Heinrichstr. 9.
Lindley, H. W., cand. rer. nat., 1921. Gießen, Ludwigstraße 37.
Lindner, W., Marksch., 1920. Beuthen (O.-S.), Ring 21.
von Linstow, O., Dr., Prof., L. Geol., 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Lissón, C., Prof., 1908. Lima (Peru).
Liste, R., Berging., Bergw. Dir., 1923. Gießen, Schließfach 14.
Lohoff, K., Dr., Fabrikant, 1923. Benneckenstein i. Harz.
Löhr, W., Marksch. u. ordentl. Lehrer a. d. Bergschule, 1920. Bochum, Kanalstr. 24.
Lorenz, A., Marksch., 1920. Dillenburg.
Lorenz, O., Marksch., 1920. Dittersbach bei Waldenburg (Schles.).
Löscher, W., Dr., Oberstudiendirektor, 1909. Essen, Heinickestr. 8 a.
Lossen, A., BR., 1920. Köln, Eifelstr. 19 III.
Lotz, H., Dr., BR., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.
Löwe, F., Dr., Geol., 1920. Göttingen, Brauweg 2.
Loewe, L., Dr., BR., Bergw. Dir., 1910. Lübtheen (Mecklenburg).
Löwengart, St., stud. rer. nat., 1923. Tübingen, Geol. Inst. d. Univ.
Lüdemann, K., 1919. Freiberg i. Sa., Albertstr. 26.
Maċco, A., Bergass. a. D., 1897. Köln-Marienburg, Leyboldstr. 29.
Madsen, V., Dr., Direktor von Danmarks geologiske Undersögelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
Frhr. von Maltzahn, R., 1922. Steinen (Amt Lörrach) im Wiesental, Baden.
Marburg (Bez. Kassel), Geol. Institut der Universität, 1918.
Martin, J., Dr., Prof., Geh. Reg. R., 1896. Oldenburg (Oldbg.), Herbartstr. 12.
Mascke, E., Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
Graf von Matuschka, F., Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.
Maurer, R., Erster BR., 1920. Hannover, Brahmsstr. 3.
Meggen i. Westf., Gewerkschaft Sachtleben, 1914.
Mehnert, W., Fregattenkapitän a. D., 1920. München, Grillparzerstr. 46 p.
Meigen, W., Dr., Prof., 1913. Gießen, Bleichstr. 20.
Meisner, M., BR., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Meister, E., Dr., Geol., 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Mende, F., Dr., Ass., 1923. Königsberg i. Pr., Steindamm 6.
Mendel, J., Schriftsteller und Redakteur, 1921. Berlin-Wilmersdorf, Berliner Str. 15.
Menzel, P., Dr., Sanitätsrat, 1920. Dresden-A., Mathildenstraße 46.
Mertens, A., Dr., Prof., Museumsdirektor, 1920. Magdeburg, Domplatz 5.
Merzbacher, G., Dr., Prof., 1906. München, Möhlstr. 25.
Mestwerdt, A., Dr., Prof., Bez. Geol., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Metzger, A. A. Th., mag. phil., 1921. Helsingfors (Finnland), Nikolaigata 5.
Meyer, H., Betriebssekretär, 1920. Saalfeld (Saale), Gas- und Wasserwerk.
Meyer, J., Marksch., 1921. Kassel, Kaiserstr. 3.
Meyerhoff, K., Bergass., 1920. Schoenebeck a. d. Elbe. Preuß. Bohrverwaltung.
Meyers, J., Marksch., 1920. Sulzbach (Saar), Hammersberg 43.
Meyerstein, S., Dr., Bankier, 1920. Hannover, Landschaftsstr. 6.
Michael, P., Dr., Prof., Oberlehrer, 1920. Weimar, Kohlstr. 18.
Michael, R., Dr., Prof., Geh. BR., Abteilungsdirektor, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Michel, H., Dr., 1921. Wien I, Burgring 7.
Michels, F., Dr., Geol., 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Middeldorf, H., BR., Bergw. Dir., 1920. Leopoldshall-Staßfurt, Gartenstr. 5.
Middendorff, E., Bergw. Dir., 1920. Berlin-Steglitz, Rothenburgstr. 12.
Milch, L., Dr., Prof., 1887. Breslau, Landsbergstr. 12.
Mintrop, L., Dr., Direktor, 1920. Hannover, Gellertstraße 25 A.
Mitzopulos, M., Dr., 1922. München, Blütenstr. 8 bei Zeis.
Mohr, H., Dr., Prof., 1921. Graz (Steiermark), Ruckerlberggürtel 18.
Möhring, W., Dr., Geol., 1909. Buenos Aires (Argentinien), Calle 25 de Mayo 182.
Molengraaff, G. A. F., Dr., Prof., 1888. Delft, Kanaalweg 8.
Möller, J., Marksch., 1920. Essen, Brunhildestr. 11.

Mommertz, W., Bergbaubefl., 1920. Hamborn 6, Warbruckstr. 35.
Monke, H., Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Str. 7.
Moos, A., Dr., Geol., 1922. Durlach (Baden), Alte Karlsruher Straße 5.
Mörs, Linksrheinische Entwässerungsgenossenschaft, 1920.
Mühlberg, J., Konsul, 1905. Dresden-A., Wallstr. 15.
Mühlberg, M., Dr., Geol., 1922. Aarau, Schweiz.
von zur Mühlen, L., Dr., Geol., 1917. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Müldner, A., Stadtoberinspektor, 1922. Berlin N 113, Wichertstr. 63.
Müller, C. G., Dr., 1923. Berlin C 2, Kl. Poststr. 6.
Müller, G., stud. geol., 1920. Berlin-Dahlem, Haus Zollern.
Müller, H., 1921. Berlin-Friedenau, Rembrandtstr. 11.
Müller, Jos., Dr., Geol., 1918. Berlin-Halensee, Hektorstr. 4.
Müller, Jul., Marksch., 1920. Gladbeck (Westf.), Grüner Weg 5.
Müller, W., Marksch., 1920. Ibbenbüren (Westf.), Nordfeldmark 42.
Müller, Dr., Bergw. Dir., 1922. Grube Jlse (N.-L.).
Müller-Herrings, P., Bergass., 1909. Charlottenburg 5, Herbartstr. 16.
Müllerried, F., Dr., 1921. Tampico-Tamps (Mexiko), Apartado 1363 (Über New York).
München, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 1905. Neuhauser Str. 51.
München, Generaldirektion der staatl. Berg-, Hütten- und Salzwerke, 1920. Ludwigstr. 16 I.
Münker, A., Berging., 1923. Gießen, Frankfurter Str. 45.
Murmann, A., Marksch., 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str. 301.
Musper, F., Dr., Geol., 1921. Indragiri, Taloek, Sumatra.
Nägele, E., Verlagsbuchhandlung, 1905. Stuttgart, Johannisstr. 3 a.
Naumann, E., Dr., 1898. Frankfurt a. M., Klettenbergst. 13.
Naumann, E., Dr., Prof., L. Geol., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Naumann, F., BR., 1920. Recklinghausen, Martinistr. 11.
Neindorf, Post Hedwigsburg (Braunschw.), Gewerkschaft Hedwigsburg, 1920.
Neumann-van Padang, cand. geol., 1922. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Neurode bei Breslau, Gewerkschaft Neuroder Kohlen- und Tonwerke, 1914.

Neuwelzow (Nieder-Lausitz), Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken, 1914.

Neu-Weißstein, Post Altwasser (Schlesien), Verwaltung d. Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube u. Davidgrube, 1914.

Niehoff, E., Dipl.-Ing., Bergw. Dir., 1920. Frankfurt a. O., Gubener Str. 1.

Niemczyk, O., Marksch. u. Landmesser, 1920. Beuthen (O.-S.), Hindenburgstr. 16 b.

Nietsch, H., Dr., 1921. Berlin W 30, Martin-Luther-Straße 97.

Nimptsch, W., BR., 1920. Berlin W 30, Luitpoldstr. 12.

Nippert, O., Studienrätin, 1922. Liegnitz, Scheibestr. 26.

Baron Nopcsa, F., Dr., 1903. Wien I, Singerstr. 12.

Nöth, L., cand. geol., 1920. München, Adalbertstr. 35.

Noetling, F., Dr., Hofrat, 1903. Baden-Baden, Bismarckstraße 23.

Nowack, E., Dr., 1919. Wien I, Burgring 7.

Nuss, W., StR., 1920. Senftenberg (N.-L), Dresdener Str. 7.

Oebbeke, K., Dr., Prof., Geh. Hofrat, 1882. München, Arcisstr. 21.

Oberste Brink, K., Dr., Abt.-Dir., 1912. Gelsenkirchen, Rhein-Elbe-Str. 62.

Obpacher, H., Dr., 1923. München, Franz-Joseph-Str. 14 II.

Oldau, Post Winsen (Aller), Kaliwerke Prinz Adalbert, Akt.-Ges. in Liqu., 1922.

Olzhausen, K., Lehrer am Lyzeum, 1920. Salzwedel, Schäferstegel 35.

Oppenheim, P., Dr., Prof., 1889. Berlin-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Oppenheimer, J., Dr., Pd., 1920. Brünn (Tschecho-Slowakei), Schillergasse 10.

Örtel, W., Dr., Pd., 1921. Hann.-Münden, Wilhelmstr. 91.

Osswald, K., Dr., Geol., 1923. Erbendorf (Obpf.).

Oestreich, K., Dr., Prof., 1908. Utrecht, Wilhelminapark 5.

Paeckelmann, W., Dr., Geol., 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Paehr, W., BR., Generaldirektor, 1920. Mengede (Kr. Dortmund), Zeche A. v. Hansemann.

Panzer, W., Dr., Ass., 1922. Gießen, Geograph. Inst. d. Univ., Brandplatz.

Partsch, K., Bergass., 1920. Herne (Westf.), Zeche Shamrock.
Paessler, H., 1920. Dresden-A., Bernhardstr. 17.
Paulcke, W., Dr., Prof., 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
Peltz, W., Marksch. u. Landmesser, 1920. Köln (Rh.). Neußer Platz 8.
Penck, A., Dr., Prof., Geh. Reg. R., 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34-36.
Person, P., Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
Petrascheck, W., Dr., Prof., 1901. Leoben (Steiermark), Montanistische Hochschule.
Petri, Th., Bergass. a. D., 1923. Gießen, Ludwigstr. 1.
Pfaff, F. W., Dr., L. Geol., 1887. München, Königinstr. 8 III.
Pfaffenberg, Lehrer, 1923. Vorwohlde bei Sulingen, Hannover.
Pfeiffer, H., Dr., Prof., Chemiker, 1920. Charlottenburg, Rönnestr. 3.
Pfeiffer, W., Dr., StR., 1922. Stuttgart-Ostheim, Teckstraße 79.
Pfister, E., Bergw. Dir., 1920. Rossleben a. U.
Philipp, H., Dr., Prof., 1903. Köln (Rh.), Claudiusstr. 1.
Philippi, H., Dr., Major, 1923. Scheveningen (Holland), Badhuisweg 94.
Philippson, A., Dr., Prof., Geh. Reg. R., 1892. Bonn, Königstr. 1.
Pia, J., Dr., Kustos, Pd., 1921. Wien I, Burgring 7.
Picard, E., Dr., Prof., Kustos, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Picard, L., Dr., 1921. Konstanz (Baden), Bahnhofstr. 12.
Pietzke, H., Lehrer, 1920. Guben, Hohlweg 11.
Pietzsch, K., Dr., L. Geol. 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
Pilz, R., Dr., Dipl.-Ing., 1913. Valparaiso (Chile), Casilla 276.
Plieninger, F., Dr., Prof., 1891. Hohenheim bei Stuttgart, Landwirtsch. Hochschule.
Plonait, C., Chemiker, 1924. Königsberg i. Pr., Tuchmacherstr. 1.
Pohl, M., Bergass. a. D., Bankdirektor, 1920. Berlin-Schöneberg, Freiherr-v.-Stein-Str. 5.
Pohlschmidt, F., Berg- und Vermessungsrat, 1920. Dortmund, Liebigstr. 10.
Pollack, V., Prof., 1914. Wien III, Barmherzigengasse 18.
Pompeckj, J. F., Dr., Prof., Geh. BR., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Pontoppidan, H., Dr., 1907. Hamburg 5, An der Alster 47.
Popoff, B., Dr., Prof., 1922. Riga, Popoffstr. 8.
Porro, C., Dr., 1895. Mailand, 4 Via Cernuschi.
Porsche, J., Dr., Prof., 1920. Aussig (Böhmen), Anzengruberstr. 2.
Portis, A., Dr., Prof., 1876. Rom, Istituto geologico universitario.
Potonié, R., Dr., Ass., Pd., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Poetschel, E., StR., 1922. Strehlen (Schles.).
Prag, Geologisches Institut der Deutschen Universität. 1911. II, Weinberggasse 3.
Pratje, O., Dr., Pd., 1919. Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4.
Pressel, K., Dr., Prof., 1907. München, Herzogstr. 64 III.
Priehäusser, M., Dr., Prof., 1923. Regensburg, Hoppestraße 1.
Prinz, E., Zivilingenieur, 1916. Berlin-Zehlendorf-Mitte, Schweitzerstr. 24.
Pufahl, O., Dr., Prof., Geh. BR., 1920. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 6.
Purkert, R., 1923. Graz, Johanneumring 8.
Putsch, A., Dr.-Ing., Bergw. Dir., 1920. Kupferdreh.
Putsch, H., Berging., Bergw. Dir., 1920. Brücherhof bei Hörde (Westf.), Südstr. 6.
Quaas, A., Dr., 1902. Ligneuville bei Malmedy.
Quantz, H., Prof., StR., 1921. Gronau i. Westf., Moltkestr. 5.
Quelle, O., Dr., Pd., 1903. Bonn, Kurfürstenstr. 66.
Quenstedt, W., Dr., Ass., 1922. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
Quentin, E., Betriebsdirektor, 1920. Weidenau (Sieg), Burgstr. 22.
Quiring, H., Dr., BR., Bez. Geol., 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Radoslawow, B. M., Dipl.-Berging., Berghauptmann, 1914. Sofia, Boulevard Ferdinand 54.
Raefler, F., Dr., Bergass., 1908. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Str. 7.
Ramann, E., Dr., Prof., 1898. München, Amalienstr. 52.
Ramdohr, P., Dr., Pd., 1921. Clausthal, Kronenplatz.
Rangabe, A., 1923.
Range, P., Dr., Geh. BR., Pd., 1905. Berlin-Lichterfelde, Flotowstr. 1 I.
Rassmuss, H., Dr., St. Geol., 1910. Buenos Aires (Argentinien), B. Mitre 531.

Rathke, M., Generaldirektor, 1920. Kassel, Hohenzollernstraße 82.
Rau, K., Dr., Forstmeister, 1905. Heidenheim a. Brenz.
Rauff, H., Dr., Prof., Geh. BR., 1877. Charlottenburg, Leibnizstr. 91.
Rebholz, E., Oberlehrer, 1923. Tuttlingen, Neuhauser Straße 1.
Reck, H., Dr., Ass., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Recklinghausen, Preußische Bergwerksdirektion, 1914.
Reeh, R., Marksch., Bergbauinspektor, 1920. Koblenz-Neuendorf, Neuendorfer Str. 155.
Reich, H., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Reimann, O., Marksch. u. Bergschullehrer, 1920. Tarnowitz (O.-S.), Carlshofer Str. 15.
Reinheimer, S., Dr., 1921. Pforzheim, Luisenstr. 62.
Reis, O. M., Dr., Oberbergdirektor, 1920. München, Arcisstr. 47 II.
Reiss, F., Marksch., 1920. Luisenthal (Saar), Althansstr. 2.
Renisch, A., StR., 1920. Remscheid, Körnerstr. 12.
Renz, C., Dr., Prof., 1903. München, Theresienstr. 1 III, p. Adr. Herrn Dr. Alfred Laubmann.
Repatzki, K., Dr., Bergref., Dipl.-Ing., 1923. Breslau 9, Sternstr. 66.
Rettschlag, W., Studienass., 1920. Bernau (Mark), Börnicker Str. 16.
Reuning, E., Dr., Pd., 1910. Gießen, Ludwigplatz 2.
Reuss, E., Dipl.-Ing., Bergass., 1922. Gelsenkirchen, Essener Str. 82.
Reuss, M., Prof., Wirkl. Geh. OBR., 1920. Berlin-Grunewald, Egerstr. 1.
Reuter, F., Bergass., 1920. Berlin W 62, Wittenbergplatz 3 a.
Richarz, St., Dr., 1919. Techny (Jll., U. S. A.).
Richter, H., Dr., 1923. Wetzlar, Fischmarkt 8.
Richter, M., Dr., Pd., 1922. Bonn, Nußallee 2.
Richter, R., Dr., StR., Pd., 1907. Frankfurt a. M., Feldbergstr. 30.
Richter, W., Dr., Direktor, 1922. Neukirch a. d. Katzbach.
Riedel, B., Bergbaubefl., 1924. Essen, Friedenstr. 37.
Riedel, H., Dr., Studienrätin, 1922. Spremberg (Lausitz), Bautzener Str. 7.
Riedl, E., Lehrer, 1911. Elbersberg, Post Pottenstein (Oberfr.).

Rinne, F., Dr., Prof., Geh. Reg. R., 1887. Leipzig. Talstraße 38.

Rode, K., cand. geol., 1921. Breslau I. Schuhbrücke 38/39.

Rödel, H., Dr., OberStR., 1919. Frankfurt a. O., Sophienstraße 12.

Roedel, S., Prof., Oberstudiendirektor, 1919. Fürth (Bayern), Kaiserstr. 94.

Rohleder, H., cand. geol., 1921. London S E 23. Forest Hill, 15 Cranston Hill.

Rohrlich, S., Dipl.-Berging. u. Bergw. Dir., 1920. Anderbeck, Gewerkschaft Wilhelmshall.

Röhrer, F., Dr., Prof., 1910. Mannheim, S. 6, 30.

Roelen, W., Dr., Dipl. Berging., Bergw. Dir., Marksch., 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 20.

Rosenow, Dr., Sanitätsrat, 1922. Liegnitz, Dovestr. 2.

Roethe, O., Bergbaubefl., 1923. Charlottenburg 9, Ahornallee 39.

Rothmaler, J., BR., 1920. Siegen, Sandstr. 69.

Rübenstrunk, E., Dr., StR., 1921. Nordhausen, Sangerhäuser Str. 15.

Rüger, L., Dr., Pd., 1920. Heidelberg, Hauptstr. 52 II.

Rusewald, Dr., StR., 1921. Wanne, Kaiser-Wilhelm-Straße 9.

Rutten, L., Dr., 1907. Utrecht, C. Evertsenstraat 7.

Salomon-Calvi, W., Dr., Prof., Geh. Hofrat, 1891. Heidelberg, Hauptstr. 52 II.

Salzmann, Dipl.-Berging., 1920. Derichsweiler bei Düren (Rhld.).

Samojloff, J., Dr., Prof., 1922. Moskau (Rußld.), Petrowsko-Rasumovskoje, Landwirtschaftliche Akademie.

Sandberg, C. G. S., Ihr. Dr., 1923. Haarlem, Holland.

Sassenberg, R. jr., Marksch., 1920. Radbod, Bez. Münster (Westf.). Zeppelinstr. 9.

Sauer, A., Dr., Prof., 1876. Stuttgart, Seestr. 124.

Sauer, K., Dr., StR., 1922. Glogau, Friedrichstr. 2.

Sauerbrey, E., Marksch., 1920. Karnap, Ldkr. Essen.

Saul, H., Marksch., 1920. Recklinghausen-Süd (König Ludwig). König-Ludwig-Str. 158.

Schäfer, H. F., Bankbeamter a. D., 1920. Gotha, Liesenstraße 23.

Schalla, E., Landmesser u. Marksch., 1920. Hamborn (Rhld.). Maxstr. 5.

Schander, H., Dr., 1922. Braunschweig, Moltkestr. 10 I.

Scharf, W., Betriebsdirektor, 1920. Benzelrath bei Köln. Post Frechen.
Schaub, L., Dr., StR., 1920. Witten (Ruhr), Roonstr. 12.
Scheffer, L. R., Dr.-Ing., Bergass., 1912. Frankfurt a. M., Wolfsgangstr. 187.
Schehrer, L., Dr., 1923. München, Reichenbachstr. 16 I.
Scheibe, E. A., Dr., Dipl-Berging., 1923. Kiel, Feldstr. 68.
Schellack, H., stud. rer. nat., 1923. Tübingen, Geol. Inst. d. Univ.
Scherkamp, H., Bergass. a. D., 1920. Berlin W 15, Wielandstr. 25/26.
Scheumann, K. H., Dr., Oberass., Pd., 1923. Grimma (Sa.), Paul-Gerhardt-Str. 9.
Schiedt, F., Bergw. Dir., 1920. Sorau (N.-L.), Logenstr. 2.
Schindewolf, O. H., Dr., Pd., 1920. Marburg (Bez. Kassel), Geol. Institut.
Schiwy, Marksch., 1920. Beuthen (O.-S.), Rokokogrube.
Schlafke, O., Bergass., Reg. R. a. D., 1913. Hannover, Moltkeplatz 7 I l.
Schlagintweit, O., Dr., Pd., 1907. Berlin W 8, Mauerstraße 35-37.
Schlarb, O., Bergass. a. D., 1920. Herne (Westf.), Strünkederstr. 83 a.
Schleier, O., Marksch., 1923. Mülheim (Ruhr)-Heissen, Kruppstr. 68.
Schleifenbaum, F., Bergass., 1920. Siegen (Westf.), Wellerbergstr. 7.
Schlenzig, J., Dipl.-Ing., Bergw. Dir., 1898. Berlin NW 52, Kirchstr. 1.
Schlitzberger, K., BR., 1920. Goslar (Harz), von Gamenstr. 1.
Schloßmacher, K., Dr., Geol., Pd., 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schmidle, W., Dr., Oberrealschuldirektor, 1909. Konstanz (Baden), Mainaustr. 19.
Schmidt, A., Dr., L. Geol., 1905. Stuttgart, Falkertstr. 63.
Schmidt, C., Dr., 1922. Hannover, Gellertstr. 25 a.
Schmidt, H., Dr., Kustos, Pd., 1920. Göttingen, Geol. Inst. d. Universität.
Schmidt, H., Marksch., 1920. Witten (Ruhr), Schulstr. 42.
Schmidt, O., cand. geol., 1923
Schmidt, W., Marksch., 1920. Beuthen (O.-S.), Parkstraße 2.

Schmidt, W. E., Dr., BR., Bez. Geol., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schmidtgen, O., Dr., Prof., Museumsdirektor, 1921. Mainz, zur Zeit Darmstadt, Geol. Inst. d. Technischen Hochschule.
Schmierer, Th., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schmitz, W., Bergw. Dir., 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str.
Schmitz, W., Marksch., 1920. Rotthausen (Kreis Essen), Wiehagenstr. 5.
Schnarrenberger, K., Dr., L. Geol., 1904. Freiburg i. Br., Burgunder Str. 26.
Schneid, Th., Dr., Hauptkonservator, 1921. Bamberg, Naturalienkabinett.
Schneider, O., Dr., Prof., Kustos, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schneiderhöhn, H., Dr., Prof., 1911. Aachen, Technische Hochschule.
Schnepff, H., BR., 1920. Bodenwöhr (Obpf.).
Schnittmann, F. X., Dr., Referendar, 1921. Neustadt (Donau), m. Br. Joseph Schnittmann.
Scholl, C., Fabrikant, 1922. Siegen (Westf.), Brückenstr. 2.
Schöndorf, F., Dr., Prof., 1911. Hannover, Theodorstraße 3 a.
Schönfeld, G., Lehrer, 1920. Dresden 28, Stollestr. 64.
Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksbesitzer, 1907. Wien VI, Gumpendorfer Str. 8.
Schorcht, W., Dr., Kustos, 1920. Gotha, In d. Klinge 2.
Schornstein, W., Dipl.-Ing., 1919. Maglern bei Arnoldstein (Kärnten), postlagernd.
Schottler, W., Dr., BR., L. Geol., 1899. Darmstadt, Martinsstr. 79.
Schreiter, R., Dr., Pd., 1912. Freiberg (Sachsen), Poststraße 4.
Schriel, W., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schroeder, Eckart, Dr., Geol., 1922. Freiburg i. Br., Geol. Inst. d. Univ.
Schroeder, Ernst, BR., 1920. Goslar (Harz), Gartenstraße 9.
Schröder, H., Dr., Prof., Geh. BR., Abteilungsdirektor, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schroeder, J., Dr., Ass., 1921. München, Neuhauser Straße 51.

Schucht, F., Dr., Prof., 1901. Berlin N 4. Invalidenstr. 42.
Schuckmann, W., Dr., Geol., 1922. Frankfurt a. M., Geol. Inst. d. Univ.
Schuh, F., Dr., Pd., 1911. Rostock, Geol. Inst. der Universität.
Schulte, G., Marksch. und Lehrer an der Bergschule, 1921. Bochum, Schillerstr. 37.
Schulte, L., Dr., Prof., L. Geol., 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schultz, W., Dr., Prof., 1920. Kassel-W., Nordhäuser Straße 151.
Schulz, F., Marksch. u. Landmesser, 1920. Essen, Bismarckstr. 117.
Schulz, J., Hauptm. a. D., cand. geol., 1921. Halle a. S., Viktor-Scheffel-Str. 13.
Schulze, G. A., Dr., 1907. Mexiko D. F., 1a Calle de Mérida Nr. 6.
Schulze, R., Erster BR., 1920. Weimar, Südstr. 20.
Schumacher, F., Dr.-Ing., Prof., 1920. Freiberg (Sa.), Bergakademie.
Schumann, G., Dr.-Ing. h. c., Kommerzienrat, Generaldirektor, 1920. Grube Jlse (Niederlausitz).
Schünemann, F., OBR., 1905. Zellerfeld (Harz).
Schuster, M., Dr., L. Geol., Pd., 1922. München, Dietlindenstr. 7.
Schwalmbach, W., Marksch., 1920. Waldenburg (Schles.), Fürstensteiner Str. 16.
Schwartmann, Marksch., 1918. Wattenscheid, Nordstraße 90.
Schwartz, F., Bergdirektor, Bergass., 1920. Zwickau (Sa.), Silberhof 9.
Schwarzmann, M., Dr., Prof., Direktor, 1920. Karlsruhe (Baden), Gartenstr. 19.
Schwertschlager, J., Dr., Prof., 1908. Eichstätt (Mittelfranken), Leonrodplatz A 19.
Schwinner, R., Dr., Prof., 1923. Graz, Harrachgasse 26 II.
Scupin, H., Dr., Prof., 1893. Halle a. S., Mühlweg 48.
Seemann, R., Dr., Geol., 1923. Homberg (Rhld.), Schützenstraße.
Seidl, E., Dr., Bergass. a. D., Ministerialrat, 1910. Berlin W 10, Hildebrandstr. 21.
Seidl, K., BR., 1922. Beuthen (O.-S.), Rokokogrube, Postschließfach.
von Seidlitz, W., Dr., Prof., 1906. Jena, Reichardstieg 4.

Seifert, C., Betriebsführer, 1922. Reichenstein.
Seifert, H., Ass., 1923. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Seithe, F., 1921. Bonn, Mozartstr. 56.
Seitz, O., Dr., Ass., 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Semmel, J., BR., 1910. Gera (Reuß), Moritz-Semmel-Str. 11.
Semper, M., Dr., Prof., 1898. Aachen, Bachstr. 34.
Sethe, E., Bergw. Dir., 1920. Deutsche Kaliwerke, Zweigniederlassung Bernburg.
Sieber, H., Dr., StR., 1908. Bischofswerda (Sa.), Bautzener Straße 70.
Siegen, Deutsch-Luxemburgische Bergwerks- und Hütten-Akt.-Ges.: Bergverwaltung Siegerland. 1923. Häutebachweg.
Siegen, Siegener Bergschulverein. 1910.
Sieverts, Hertha, 1923. Berlin-Lankwitz, Lessingstr. 6 a.
Silberg (Post Welschenennest), Gewerkschaft Grube Glanzenberg, 1914.
Silverberg, P., Dr., Generaldirektor, 1920. Köln (Rh.), Worringer Str. 18.
Simon, A., Dipl.-Ing., Direktor, 1919. Beuthen (O.-S.), Eichendorffstr. 7.
Simon, W., stud. geol., 1923. Hamburg 23, Wartenau 7.
Simons, H., Dr., Dipl.-Ing., 1910. Düsseldorf, Königstr. 6.
Solger, F., Dr., Prof., 1900. Berlin W 50, Schaperstr. 10.
Sommer, M., Dr., Studienass., 1920. Marienberg i. Sa., Am Bahnhof 4.
Sommer, O. W., Marksch., 1923. Berlin-Spandau, Hasenmark 20.
Sommermeier, L., Dr., 1908. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37.
Sondershausen, Gewerkschaft Glückauf, 1920.
Sonnenschein, E., Bergw. Dir., 1922. Herbede (Ruhr).
Soergel, W., Dr., Prof., 1909. Tübingen, Geolog. Institut.
Spang, C., Marksch., 1920. Ensdorf (Saar), Prov. Str. 1.
Spengler, E., Dr., Prof., Sekt. Geol., 1923. Wien III/1, Rasumoffskygasse 23.
Spiegel, A., Dr., 1921. Darmstadt, Dieburger Str. 150.
Spitz, W., Dr., L. Geol., 1907. Freiburg i. Br., Eisenbahnstraße 62 a.
Stach, E., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Stadler, J., Dr., Geistlicher Rat, Archivar, 1923. Passau.
Stahl, A., Dr., Bergass., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Stähler, H., Generaldirektor, 1920. Hindenburg (O.-S.), Donnersmarckhütte.
Stamm, A., Dr., Prof., 1920. Hersfeld, Neumarkt 35.

Stappenbeck, R., Dr., Ingenieurgeolog, 1904. Werder a. d. H., Kemnitzer Str. 50.
Staesche, K., stud. geol., 1923. Tübingen, Waldhäuserstraße 10.
Steeger, A., Dr., 1914. Kempen (Rhld), Vorsterstr. 10.
Stein, K., Marksch., 1920. Gelsenkirchen II, Grillostr. 69.
Steinförde, Post Wietze (Aller), Kaliwerk Steinförde, Akt.-Ges., 1922.
Steinmann, G., Dr., Prof., Geh. BR., 1876. Bonn a. Rh., Colmantstr. 20.
Stelzner, Gertrud, Dr., 1923. Berlin-Halensee, Georg-Wilhelm-Str. 2.
Steuer, A., Dr., Prof., OBR., 1892. Darmstadt, Herdweg 110.
Stieler, K., Dr., 1919. Berlin-Wilmersdorf, Lauenburger Straße 8.
Stier, J., Dr., Dipl.-Berging., 1922. Dresden-A. 1, Ostraallee 15.
Stille, H., Dr., Prof., 1898. Göttingen, Herzberger Landstraße 55.
Stiny, J., Dr., Prof., 1921. Bruck a. d. M. (Österreich), Höhere Forstlehranstalt.
Stockfisch, Dr., Chemiker, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Stoller, J., Dr., Prof., BR., Bez. Geol., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Stolley, E., Dr., Prof., 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
Storz, M., Dr., Ass., 1922. München, Neuhauser Str. 51.
Stratmann, H., Marksch., 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstraße 20.
Streckeisen, cand. geol., 1923. Basel, Äschengraben 11.
Stremme, H., Dr., Prof., 1904. Danzig-Langfuhr, Techn. Hochschule.
Stromer v. Reichenbach, E., Dr., Prof., 1899. München, Neuhauser Str. 51.
Struck, R., Dr., Prof., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Stürtz, B., Dr. h. c., 1876. Bonn, Riesstr. 2.
Stuttgart, Geol. Abteilung des Statist. Landesamts, 1903.
Stutzer, O., Dr., Prof., 1904. Bogotá (Kolumbien), Apartado 3.
Süchting, H., Dr., Prof., 1921. Hann.-Münden, Forstliche Hochschule.
Sundhaussen, H., Oberingenieur, 1920. Essen-Bredeney, Bredeneyer Str. 23.

Sueß, F. E., Dr., Prof., 1905. Wien I, Landesgerichtsstr. 12.

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Tengelmann, E., Generaldirektor, 1920. Essen, Haumannplatz 7.

Teumer, Th., Oberingenieur, 1922. Grube Jlse (N.-L.).

Thees, W., Marksch., 1920. Bottrop, Velsenstr. 21.

Thom, H., verw. Moeller, 1920. Berlin W 9, Königin-Augusta-Str. 6.

Thomas, E., Dr., 1922. Clausthal (Harz), Am Markt.

Thometzek, W., Bergw. Dir., 1922. Berlin-Lichterfelde, Karlstr. 89.

Thost, R., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Berlin-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.

Thürach, H., Dr., BR., L. Geol., 1885. Freiburg i. Br., Günterstal, Schauinslandstr. 8.

Tietze, E., Dr., OBR., Hofrat, Direktor der Geol. Reichsanstalt i. R., 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tilmann, N., Dr., Prof., 1907. Bonn, Nußallee 2.

Todtmann, Emmy, 1921. Hamburg 39, Blumenstr. 41.

Torley, K., Dr., Sanitätsrat, 1920. Iserlohn.

Tornow, M., Dr., Bergass., 1913. Berlin-Wilmersdorf, Nestorstr. 54.

Tornquist, A., Dr., Prof., Hofrat, 1891. Graz (Österr.), Gabriel-Seidl-Gasse 10.

Trainer, M., Erster BR., 1920. Wattenscheid, Wilhelmstraße 5.

Trauth, F., Dr., Kustos, 1907. Wien, Burgring 7.

Trefzger, E., cand. geol., 1923. Freiburg i. Br., Geol. Inst. d. Univ.

Troll, K., Dr., Ass., 1923. München, Wilhelmstr. 12 II l.

Trösken, W., Marksch., 1920. Disteln, Post Herten (Westf.), Hertener Str. 350.

Trümpelmann, Dr., Bergass., 1923. Mariadorf bei Aachen.

Tübingen, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 1923.

Tuch, Oberpostrat, 1922. Berlin-Lichterfelde-Ost, Lange Straße 1.

Tuchel, G., Dipl.-Berging., 1924. Berlin N 65, Seestr. 98

v. Tucholka, Dr.-Ing., Dipl.-Berging., 1920.

Tyroff, F., Steinbruchbesitzer, 1920. Heiligenhaus (Niederrhein).

Udluft, H., Dr., Geol., 1922. Frankfurt a. M., Bornwiesenweg 43.

Uhlemann, A., StR., 1910. Plauen i. Vogtl., Blücherstr. 9.
Uhlig, A., Lehrer, 1922. Dresden-Kemnitz, Hohe Str. 3.
Ulrich, A., Dr., 1886. Dresden, Wintergartenstr. 4.
Unter-Eschbach, Bez. Köln, Akt.-Ges. des Altenberges (Vieille Montagne, Abt. Bensberg), 1914.
Utescher, K., Dr., 1924. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Vacek, M., Dr., Chefgeol., 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
Vater, H., Dr., Prof., Geh. Forstrat, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
Vogelbeck bei Salzderhelden, Gewerkschaft Siegfried I, 1922.
Vogt, J. H. L., Dr., Prof., 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.
Vollhardt, A., Bergdirektor u. BR., 1920. Lehesten (Thür.), Staatsschieferbrüche.
Vorbrodt, W., Marksch., 1920. Wanne-Röhlinghausen, Roonstr. 2.
Vossieck, Marksch., 1920. Katernberg, Ldkr. Essen.
Wagener, R., Oberlehrer, 1923. Bergedorf bei Hamburg, Wentorfer Str. 30.
Wagner, G., Dr., Prof., 1923. Nagold, Lehrerseminar.
Wagner, R., Dr., Oberlehrer, 1886. Zwätzen bei Jena, Ackerbauschule.
Wagner, W., Dr., 1911. Darmstadt, Ecke Grafen- und Wiesenstr.
Wahl, E., StR., 1921. Hamborn (Rhld.), Realgymnasium, Meidericher Straße.
Freiherr Waitz von Eschen, F., Dr., 1902. Kassel, Opernplatz.
Walger, Dr., Oberlehrer, 1923. Darmstadt, Am Erlenberg 14.
Waldenburg i. Schl., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse, 1864.
Walter, W., Berg- u. Verm.-Rat, 1920. Bonn, Bismarckstraße 8.
Walther, J., Dr., Prof., Geh. Reg.-R., 1883. Halle a. S., Domstr. 5.
Walther, K., Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.
Wanner, J., Dr., Prof., 1907. Bonn, Nußallee 2.
Wasmuth, J., Marksch., 1920. Gelsenkirchen 4, Christinenstraße 4.
Wattenscheid, Rheinische Stahlwerke, 1914.

Weber, G., Obermarksch., 1920. Kattowitz (O.-S.), Wilhelmsplatz 2.

Weber, Hans, Dr., StR., 1923. Eisenach, Barfüßer Str. 15.

Weber, Heinrich, OBR., 1920. Breslau 18, OBAmt.

Weber, K. A., Dr., Bergass., 1920. Halle (Saale), Riebeckplatz 1.

Weber, M., Dr., Prof., 1899, München, Neuhauser Str. 51.

Wedding, F. W., Bergass., 1907. Essen, Ruhrallee 16.

Wedekind, R., Dr., Prof., 1907. Marburg (Lahn), Friedrichplatz 3.

v. Wedelstaedt, L., Bergass., 1923. Waldalgesheim b. Bingerbrück.

Weg, M., Buchhandlung u. Antiquariat, 1914. Leipzig. Königstr. 3.

Weg, O., 1923. Leipzig, Königstr. 3.

Wegner, Th., Dr., Prof., 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.

Wehberg, W., Marksch., 1920. Marten (Kreis Dortmund). Bahnhofstr. 48.

Weickhardt, R., Obersteiger u. Bureauvorsteher, 1920. Halle a. S., Wegscheider Str. 7.

Weidmann, C., stud. geol., 1923. Frankfurt a. M., Bockenheimer Anlage 48.

Weigelt, J., Dr., Prof., 1919. Halle a. S., Bernburger Straße 28.

Weiler, W., Dr., 1923. Worms, Libenauer Str. 48.

Wein, K., Mittelschullehrer, 1922. Nordhausen, Körnerstraße 13.

Weinert, E., StR., Prof., Museumsdirektor, 1920. Dortmund, Märkische Str. 60.

Weingardt, W., Marksch., 1920. Luisenthal (Saar), Parkstr. 74.

Weingärtner, P. Reginald, M. O. P., 1912. Vechta (Oldenburg), Missionsschule der Dominikaner.

Weinreich, W., Dr., Bibliothekar, 1923. Frankfurt a. M.-Eschersheim, Linden-Ring 10.

Weise, E., Prof., 1874. Plauen i. Vogtl.

Weiser, F. M., StR., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71.

Weissermel, W., Dr., Prof., L. Geol., 1891. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.

Weiß, A., Dr., 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9.

Weithofer, K. A., Dr., Generaldirektor, 1923. München. Maximiliansplatz 12.

W e l t e r, O., Dr., Prof., 1907. Bonn, Beringstr. 4.
W e n n e r, P., Studienass., 1923. Witten, Parkweg.
W e n t z e l, J., Dr., Realschul-Prof., 1889. Warnsdorf (Böhmen), 1. Bezirk, Zollstr. 10.
W e n z, W., Dr., StR., 1920. Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.
W e p f e r, E., Dr., Prof., 1908. Stuttgart, Ulrichstr. 7.
W e r n e r, H., Erster BR., 1920. Celle, Bahnhofstr. 30 II.
W e r t h, E., Dr., Prof., Reg. R., 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.
v a n W e r v e k e, L., Dr., Geh. BR., 1879. Magdeburg, Kleine Diesdorfer Str. 10.
W e s s l i n g, W., Marksch., 1920. Bork, (Kreis Lüdinghausen), Selmerstr. 128.
Westeregeln (Bez. Magdeburg), Consolidierte Alkaliwerke, Akt.-Ges. f. Bergbau u. chemische Industrie, 1914.
W e s t e r m a n n, H., Dr., Bergass. a. D., Generaldirektor, 1920. Kohlscheidt (Kr. Aachen).
W e t z e l, W., Dr., Prof., StR., 1910. Kiel, Düppelstr. 71.
Wetzlar, Buderussche Eisenwerke, 1914.
W e y e r, G., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1922. Grube Theodor bei Bitterfeld.
W i c h m a n n, A., Dr., Prof., 1874. Hamburg 5, Schmilinskystr. 19 III.
W i c h m a n n, R., Dr., Geol., 1909. Hamburg 23, Richardstraße 88.
W i c k ü m, H., Marksch., 1920. Hamborn (Rhld.), Sophienstraße 49.
W i d e n m e y e r, O., Dipl.-Ing., 1906. Buenos Aires, Calle 25 de Mayo 182.
W i e g e r s, F., Dr., Prof., L. Geol., 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wien, Universitäts-Bibliothek, 1881.
W i e n k e, H., Bergass., 1920. Hervest-Dorsten (Westf.), Halterner Str. 20.
W i e s n e r, A., Marksch., 1920. Waldenburg (Schles.), Salzbrunner Weg 1.
W i l c k e n s, O., Dr., Prof., 1901. Bonn, Scharnhorststr. 4.
W i l c k e n s, R., Dr., StR., 1909. Hannover, Sallstr. 31.
W i l k e, W., Bergass., 1920. Derne (Kreis Dortmund), Gneisenaustr. 6.
W i l l e r t, J., BR., 1920. Hannover, Ferdinandstr. 46.
W i l l i n g, H., Dr., Bergass., 1920. Eisern (Kreis Siegen).
W i l l m a n n, K., Dr., Ass., 1911. Freiburg i. Br., Min. Inst. d. Univ.

Willruth, K., Dr., Ass., 1919. Halle a. S., Paradeplatz 5.
Wilser, J., Dr., Pd., 1914. Freiburg i. Br., Geol. Inst. d. Univ.
Wimber, A., Berging., 1923. Garbenteich-Gießen.
Winkler-Hermaden, A., Dr., Pd., Sekt. Geol., 1923. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
Winnacker, E., Bergass., Bergw. Dir., 1920. Marienbad, Villa Opitz.
Winter, O., Dipl.-Berging., Bergw. Dir., 1920. Braunsdorf, Kr. Querfurt.
Wischniakow, N., Staatsrat, 1876. Heidelberg, Neuenheimer Landstr. 36.
Wischnowski, E., Marksch., vereid. Landmesser, 1920. Beuthen (O.-S.), Hohenzollerngrube.
Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund-Körne, Liboristraße 33.
Woldstedt, P., Dr., Geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Wolf, B., Dr., Landgerichtsrat, 1923. Charlottenburg 5, Kuno-Fischer-Platz 1.
Wolf, Th., Dr., Prof., 1870. Dresden-Plauen, Hohe Str. 62.
von Wolff, F., Dr., Prof., 1895. Halle a. S., Reichhardtstraße 3.
Wolff, W., Dr., Prof., Abteilungsdirektor, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wolfram, H., Ingenieur, 1921. Düsseldorf, Kapellstr. 9 B.
Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg 11.
Woeste, A., Bergass., 1920. Phillippstal (Werra).
Wulff, R., Dr., 1921. Aachen, Technische Hochschule.
Wunderlich, E., Dr., Prof., 1917. Stuttgart, Herdweg 5.
Wünschmann, Dr., StR., 1914. Halberstadt, Moltkestraße 57 II.
Wunstorf, W., Dr., Prof., L. Geol., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Würfel, A. G., Dr., Schriftleiter, 1920. Köln, Kölnische Zeitung.
Wurm, A., Dr., Reg. Geol., Pd., 1910. München, Fürstenstraße 15 II.
Wurm, C., Marksch., 1920. Heessen bei Hamm (Westf.).
Würzburg, Mineral.-Geol. Institut der Universität, 1899.
Wüst, E., Dr., Prof., 1901. Kiel, Universität.
Wüstenhagen, H., Dr., StR., 1922. Berlin-Pankow, Brennerstr. 36.

Wysogórski, J., Dr., Prof., 1898. Volksdorf bei Hamburg, Diekkamp 35.
Yakowlew, N., Prof., 1922. Leningrad, Berginstitut.
Zell, M., Generaldirektor, 1920. Halle a. S., Kurallee 18.
Zelter, W., Stadtbaumeister, 1920. Unterbarmen, Hesselnbergstr. 46.
Ziervogel, H., Dr., BR., 1908. Karlsruhe, Schloßplatz 3.
Ziervogel, W., OBR., 1920. Wernigerode, Böllhasental 6.
Zimmer, Berginspektor, 1922. Grube Ilse, (N.-L.).
Zimmer, W., Bankier, 1920. Löwenberg (Schles.), Markt 211/212.
Zimmermann (I), E., Dr., Prof., Geh. BR., L. Geol., 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zimmermann (II), E., Dr., BR., Bez. Geol., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zobel, Rektor, 1910. Berlin-Lichterfelde, Sophienstr. 7.
Zöller, BR., 1915. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zöllner, A., Dr., Direktor, 1920. Hattingen (Ruhr), Bismarckstr.
Zückert, R., Berging., 1923. Leitmeritz (Böhmen), Marktplatz.
Zwierzycki, J., Dr., Dipl.-Berging., 1914. Batavia (Java), Hooftbureau van mijnwezen, Laan Trivelli 51.

Ortsregister.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Sachregister.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

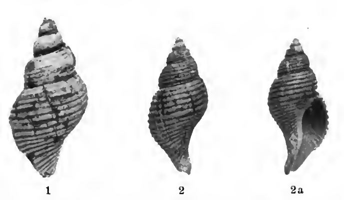


Fig. 1. *Fusus (Streptolathyrus) trilineatus* J. Sow. sp. aus dem London-Ton von Sheppy (Kent).
Fig. 2, 2a. Desgl. vom Highgate-Tunnel in London (nach Photographien von Stücken aus dem Britischen Museum in London).

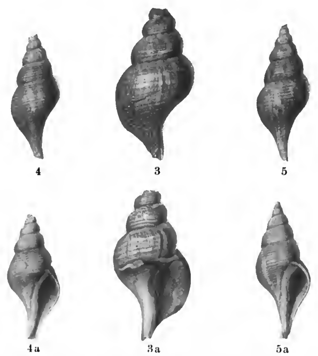


Fig. 3. *Fusus (Streptolathyrus)* (aff.) *trilineatus* J. Sow. sp. aus dem Eocän von Freienwalde a. O. (nach einem Stück aus der Geologischen Sammlung der Forstlichen Hochschule zu Eberswalde).
Fig. 4, 4a, 5, 5a. *Fusus (Euthriofusus) multisulcatus* Nyst aus dem Septarienton von Freienwalde a. O. (nach Stücken aus der Sammlung des Verfassers).

☛ *Fortsetzung siehe folgende Umschlagseite!* ☚



Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.



